

NN31545.1832

ICW nota 1832
februari 1988

**BIBLIOTHEEK
STARRINGEBOUW**



nota

— instituut voor cultuurtechniek en waterhuishouding, wageningen —

**TOEPASSINGSMOGELIJKHEDEN VAN REMOTE SENSING IN DE
VOORBEREIDINGSFASE VAN EEN LANDINRICHTINGSPROJECT**

W.J. Droesen en A.M. van Lieshout

CENTRALE LANDBOUWCATALOGUS



0000 0309 0996

Nota's van het Instituut zijn in principe interne communicatie-middelen, dus geen officiële publikaties.

Hun inhoud varieert sterk en kan zowel betrekking hebben op een eenvoudige weergave van cijferreeksen, als op een concluderende discussie van onderzoeksresultaten. In de meeste gevallen zullen de conclusies echter van voorlopige aard zijn omdat het onderzoek nog niet is afgesloten.

Bepaalde nota's komen niet voor verspreiding buiten het Instituut in aanmerking

17 NOV 1988

JSN 207970 *

I N H O U D

	Blz
VOORWOORD	
1. INLEIDING	1
2. GEBIEDSBESCHRIJVING	3
2.1. Topografie	3
2.2. Geologie	3
2.3. Bodemgesteldheid	5
2.4. Bodemgebruik	5
2.5. Waterhuishouding	6
3. THEORETISCHE ACHTERGRONDEN	8
3.1. Electromagnetische straling	8
3.2. Principes van de emissie	9
3.2.1. Algemeen	9
3.2.2. Stralingstemperatuur van kale bodemoppervlakken	11
3.2.3. Stralingstemperatuur van een gewasdek	12
3.3. Principes van de reflectie	15
3.3.1. Algemeen	15
3.3.2. Reflectie van kale bodemoppervlakken	17
3.3.3. Reflectie van landbouwgewassen	18
4. BEELDMATERIAAL EN VELDWAARNEMINGEN	20
4.1. Beschikbare luchtopnamen	20
4.1.1. Gegevens opnamedatum 14 augustus 1986	21
4.1.1.1. Luchtopnamen en veldomstandigheden	20
4.1.1.2. Veldwaarnemingen	22
4.1.2. Gegevens opnamedatum 2 april 1987	23
4.1.2.1. Luchtopnamen en veldomstandigheden	23
4.1.2.2. Veldwaarnemingen	24

	Blz
4.1.3. Gegevens opnamedatum 3 juli 1987	25
4.1.3.1. Luchtopnamen en veldomstandigheden	25
4.1.3.2. Veldwaarnemingen	26
4.2. Uit de luchtopnamen afgeleide themakaarten	26
4.2.1. Verdampingsbeeld van 14 augustus 1986	26
4.2.1.1. Afleiding van het verdampingsbeeld	27
4.2.1.2. Evaluatie van de verdampingskartering	32
4.2.2. Stralingsintensiteitsbeeld van 2 april 1987	33
 5. TOEPASSING VAN REMOTE SENSING BIJ GRONDGEBRUIKSINVENTARISATIE	 37
5.1. Classificatie van het grondgebruik	37
5.1.1. Inleiding	37
5.1.2. Experiment	38
5.1.2.1. Methode	38
5.1.2.2. Resultaten	38
5.1.3. Conclusies	41
5.2. Vegetatiekartering	41
5.2.1. Inleiding	41
5.2.2. Experiment	43
5.2.2.1. Methode	43
5.2.2.2. Resultaten	43
5.2.3. Discussie en conclusies	44
 6. TOEPASSING VAN REMOTE SENSING BIJ WATEROVERLASTINVENTARISATIE	 45
6.1. Literatuuroverzicht	45
6.2. Experiment	49
6.2.1. Methode	49
6.2.2. Resultaten	51
6.2.2.1. Visuele interpretatie	51
6.2.2.2. Kwantitatieve analyse	54
6.3. Discussie en conclusies	64

	Blz
7. TOEPASSING VAN REMOTE SENSING BIJ BODEMKARTERING	67
7.1. Literatuuroverzicht	67
7.2. Experiment	69
7.2.1. Methode	69
7.2.2. Resultaten	71
7.2.2.1. Patronenkaarten	71
7.2.2.2. Vergelijk van de karteringen	73
7.2.2.3. Informatie-inhoud van de patronenkaarten	76
7.3. Discussie en conclusies	79
8. PERSPECTIEVEN	81
SAMENVATTING	83
LITERATUUR	86

VOORWOORD

Gedurende 9 maanden zijn wij op het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding (ICW) bezig geweest met het onderzoeken van de toepassingsmogelijkheden van remote sensing in de voorbereidingsfase van landinrichtingsprojecten. Het onderzoek is uitgevoerd in het kader van een 4 maandsdoctoraalvak Cultuurtechniek en een 3 maandsdoctoraalvak Teledetectie.

Allereerst willen wij Gerard Nieuwenhuis van het ICW bedanken voor zijn goede begeleiding. Dank gaat ook uit naar de begeleiders W.H. van der Molen en R.W.R. Koopmans van de vakgroep Cultuurtechniek, en H.J. Buiten van de vakgroep Landmeetkunde en Teledetectie.

Verder willen wij Herman Thunnissen, Louis Dekker en Jan Hendrickx van de Stichting voor Bodemkartering bedanken voor de goede samenwerking binnen het bodemkundige experiment en de adviezen ten aanzien van de statistische verwerking van de bodemvochtgegevens.

Wim Drogen en
Arno van Lieshout

1. INLEIDING

In het kader van het remote sensing studieproject Oost-Gelderland is ervaring opgedaan met de opname- en verwerkingstechnieken van reflectie- en warmtebeelden en van false colour foto's onder praktijkomstandigheden. Een aantal veel belovende resultaten zijn geboekt. Onder andere bleek het mogelijk om de ruimtelijke variatie in gewasverdamming op een bepaalde dag in het jaar met remote sensing vast te leggen en het gewas aan de hand van luchtopnamen te classificeren.

In het eindrapport (PROJECTTEAM REMOTE SENSING STUDIEPROJECT OOST-GELDERLAND, 1985) werd geadviseerd om ter stimulering van het gebruik van remote sensing samen met uitvoerende diensten pilotprojecten op te zetten, waarbij remote sensing wordt toegepast in combinatie met de traditionele werkwijze.

In 1986 is, dankzij middelen van de Beleids Commissie Remote Sensing en in samenwerking met de Landinrichtingsdienst, een project opgestart met als titel 'OPERATIONALISERING VAN DE REMOTE SENSING VOOR DE LANDINRICHTINGSPRAKTIJK'. Het doel van dit project is te onderzoeken in hoeverre momenteel remote sensing technieken toepassingsmogelijkheden hebben in de voorbereidingsfase van landinrichtingsprojecten en na te gaan in hoeverre de met remote sensing ondersteunde methoden de bestaande methoden kunnen vervangen, aanvullen of efficiënter maken.

In de voorbereidingsfase worden de volgende inventarisaties verricht waarin remote sensing een rol kan spelen:

- Cultuurtechnische Inventarisatie (CI)
- Bodem- en grondwatertrappenkartering
- Hydrologisch onderzoek
- Vegetatiekartering

In overleg met de Landinrichtingsdienst is besloten het project uit te voeren in het herinrichtingsgebied Ulvenhout-Galder. Het betreft een gebied van 2650 hectare, dat is gelegen ten zuiden van Breda.

In hoofdstuk 2 is een beknopte gebiedsbeschrijving opgenomen. In hoofdstuk 3 komen de theoretische achtergronden van de gebruikte remote sensing technieken aan de orde. Het beschikbare beeldmateriaal en de omstandigheden in het veld tijdens de opnamen staan beschreven in hoofdstuk 4. Achtereenvolgens zijn in hoofdstuk 5, 6 en 7 de mogelijkheden van remote sensing ten behoeve van de grondgebruiks- en vegetatiekartering, de wateroverlastinventarisatie en de bodem- en grondwatertrappenkartering beschreven. Tenslotte volgen in hoofdstuk 8 de perspectieven.

2. GEBIEDSBESCHRIJVING

2.1. Topografie

Het herinrichtingsgebied Ulvenhout-Galder is 2650 hectare groot en ligt ten zuiden van Breda (zie fig. 2.1.) (CENTRALE LANDINRICHTINGS-COMMISSIE, 1985).

De onregelmatige, geringe hoogteverschillen in het gebied zijn kenmerkend voor het Brabants dekzandlandschap. Het gebied helt af in noordoostelijke richting. Landschappelijk het meest opvallend is het brede dal van de Mark. De andere beken zijn in het algemeen minder diep in het terrein ingesneden. Buiten de beekdalen wisselen op korte afstand komvormige depressies en hogere ruggen elkaar af. Zowel de oude bouwlanden als de dekzandruggen liggen relatief hoger in het landschap.

2.2. Geologie

De afzettingen in het gebied zijn voor het grootste deel van Pleistocene oorsprong. Zowel fluviatiele als eolische afzettingen komen in het gebied voor. Op drie meter diepte bevindt zich in het gehele gebied een pakket fijn zand, het zogenaamde oude dekzand. Op deze eolische afzetting komt plaatselijk een halve meter dikke leemlaag voor. Door kryoturbatie is deze laag zelden horizontaal of over grote afstanden aaneengesloten. Verder treedt ook in de diepteligging van de leemlaag veel variatie op.

Tegenwoordig bevindt zich vrijwel overal in het gebied een dekzandafzetting aan het oppervlak die van latere oorsprong is dan het oude dekzand. Deze afzetting, jong dekzand genaamd, is grover en minder lemig dan het oude dekzand. Plaatselijk is het jonge dekzand verstoven en in de nabijheid op hogere delen afgezet. Op slecht gedraineerde plaatsen in de beekdalen en in de afgesloten depressies in het dekzandlandschap heeft veenvorming plaatsgevonden.



Fig. 2.1. Topografische ligging van het herinrichtingsgebied
Ulvenhout-Galder (---), en het proefgebied Galder (—)

2.3. Bodemgesteldheid

De beschrijving van de bodems en de grondwatertrappen in het gebied is ontleend aan de 1:50 000 kartering van de Stichting voor Bodemkartering (STIBOKA, 1983).

Het huidige landschap is voor het merendeel ontstaan door het ingrijpen van de mens. Vier landschappelijke elementen met elk specifieke bodemkenmerken zijn in het gebied onderscheiden. In de beekdalen komen voornamelijk de goor- en beekeerdgronden voor met een Grondwatertrap (Gt) III of V. De door de mens opgehoogde gronden in deze lagen delen behoren tot de lage enkeerdgronden (Gt III*, VI). Langs de randen van de beekdalen, in de buurt van de oude kernen liggen de oude bouwlanden, die door de jaren heen met strooisel uit de potstal zijn opgehoogd. Deze dikke zwarte enkeerdgronden hebben veelal een Gt VI of VII. Aan de randen van de oude bouwlanden liggen de oude ontginningen. Deze gebieden, die aan het begin van de vorige eeuw zijn ontgonnen hebben een matig dikke humeuze bovengrond en behoren tot de laarpodzolen. Als laatste landschappelijk element worden de heidevelden onderscheiden. Deze zogenaamde jonge ontginningen zijn pas in de dertiger jaren ontgonnen en bestaan uit veldpodzolen die gekenmerkt worden door een dun humeus dek. De ontginningsgronden hebben vanwege het sterk variërende reliëf een grondwatertrap V*, VI of VII.

2.4. Bodemgebruik

Van het in totaal 2650 hectare grote herinrichtingsgebied is 1468 hectare in gebruik als cultuurgrond. Hiervan is 65% grasland, 23% akkerbouw en 12% tuinbouw (HULSBOS, 1987). De beekdalen zijn voornamelijk in gebruik als grasland. De drogere, oude bouwlanden zijn in gebruik als grasland of voor het verbouwen van de zogenaamde Bredase teelten (aardbeien, asperges e.d.) en mais. De bebouwing is van oudsher op deze gronden geconcentreerd. Een deel van de podzolgronden is in gebruik voor bouwland, waarop voornamelijk mais wordt verbouwd. Op de voedselarmere delen van de dekzandruggen hebben zich waardevolle bos- en natuurterreinen ontwikkeld.

2.5. Waterhuishouding

De hoofdontwatering van het gebied vindt plaats via de Mark, waarin de Kerselse, Galderse en Strijbeekse beek uitkomen. Het noordoostelijk deel van het gebied ontwatert via de Chaamse beek en de Bavelse Leij. Op fig. 2.2 is te zien dat in de beekdalen plaatselijk kwel in het freatisch niveau optreedt. Langs de Strijbeekse beek en in het dal van de Mark treedt kwel in het maaiveld op. Inzijging van water vindt plaats op de hogere dekzandruggen. Ongeveer 30% van het de cultuurgronden wordt beregend (HULSBOS, 1987). Het merendeel daarvan is grasland. Zowel het water van de Mark als het grondwater wordt hiervoor gebruikt.



Fig. 2.2. Ligging van potentiële kwel- en inzijgingsgebieden in het herinrichtingsgebied Ulvenhout-Galder (naar HULSBOS, 1987)

3. THEORETISCHE ACHTERGRONDEN

3.1. Electromagnetische straling

De objecten aan het aardoppervlak reflecteren zonnestraling en emitteren warmtestraling. In fig. 3.1 is de emissie en reflectie van elektromagnetische straling door een gemiddeld object aan het aardoppervlak weergegeven. Beneden de $3 \mu\text{m}$ is de bijdrage aan de radiantie van de warmtestraling verwaarloosbaar, terwijl bij golflengten groter dan $6 \mu\text{m}$ de bijdrage van de gereflecteerde straling aan de radiantie minimaal is.

Door absorptie van elektromagnetische straling door de atmosfeer kan de geëmitteerde en gereflecteerde straling van objecten aan het oppervlak slechts in de golflengtebanden met een grote atmosferische doorlatendheid gemeten worden. Deze banden worden vensters genoemd.

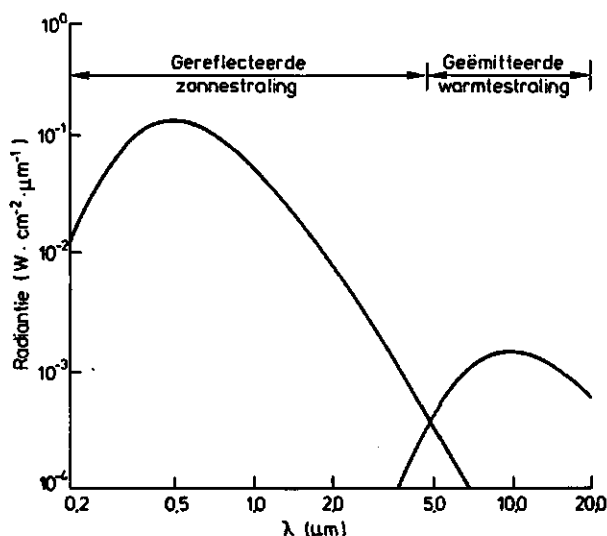


Fig. 3.1. Reflectie en emissie van elektromagnetische straling door een gemiddeld object aan het oppervlak (naar DE LOOR, 1980)

In fig. 3.2 zijn voorbeelden van spectrale karakteristieken van de stralingsbronnen (A), atmosferische effecten (B) en enkele gangbare remote sensing systemen weergegeven (C). In dit onderzoek is gebruik gemaakt van vensters in het zichtbare licht (0.4 tot $0.7 \mu\text{m}$), het

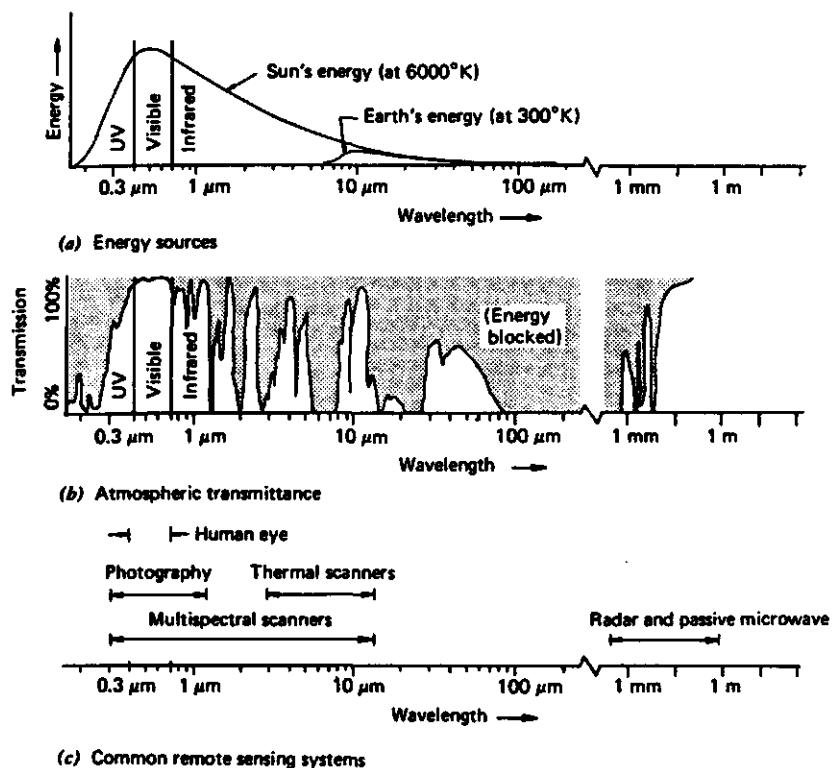


Fig. 3.2. Spectrale karakteristieken van (A) energiebronnen, (B) atmosferische effecten en (C) opnamesystemen. De golflengte schaal is logaritmisch (naar LILLESAND and KIEFER, 1979)

nabij infrarood (0.78 tot 1.4 μm) en het thermisch infrarood van 8 tot 14 μm . De laatste valt samen met de golflengteband, waarin maximale uitstraling bij aardse temperaturen optreedt.

3.2. Principes van de emissie

3.2.1. Algemeen

Objecten aan het aardoppervlak emitteren straling voornamelijk in het golflengtegebied van 3 tot 30 μm (NIEUWENHUIS, 1986). De intensiteit van de uitgezonden straling hangt af van de temperatuur en emissiviteit van het object. De totale uitgezonden straling wordt gegeven door de wet van Stefan Boltzmann:

$$W = \epsilon \cdot \sigma \cdot T_0^4 \quad (\text{W} \cdot \text{m}^{-2}) \quad (3.1)$$

waarin ϵ de emissiecoëfficiënt (-) is, σ de Stefan Boltzmann constante ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) en T_0 de temperatuur van het object (K).

De temperatuur aan het aardoppervlak wordt bepaald door het evenwicht tussen toevoer en verlies van energie. Aan het aardoppervlak is de netto straling (R_n) gelijk aan de som van de latente warmtestroom in de lucht (LE), de voelbare warmtestroom in de lucht (H) en de warmtestroom die de bodem ingaat (G):

$$R_n = LE + H + G \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (3.2)$$

hierin is L de verdampingswarmte van water (J.kg^{-1}) en E de verdampingsflux ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$).

De netto straling kan worden opgesplitst in een kortgolvig en langgolvig deel:

$$R_n = (1-\alpha)R_s + \epsilon(R_l - \sigma T_s^4) \quad (\text{W.m}^{-2}) \quad (3.3)$$

waarin α de oppervlakte reflectiecoëfficiënt (-), R_s de inkomende kortgolverige stralingsflux (W.m^{-2}), R_l de inkomende langgolverige stralingsflux (W.m^{-2}) en T_s de oppervlaktetemperatuur (K) is.

In het geval van een nat oppervlak wordt de nettostraling grotendeels gebruikt als latente warmte voor de verdamping. Wanneer de latente warmtestroom vermindert, neemt de oppervlakte temperatuur toe, hetgeen resulteert in een toename van de voelbare warmtestroom (H) en een toename van de warmtestroom in de bodem (G).

Door middel van InfraRed Line Scanning (IRLS) kunnen temperaturen aan het aardoppervlak worden vastgelegd. In essentie is dit beeld een weergave van de temperatuurverschillen aan het aardoppervlak, omdat de emissiviteit van natuurlijke oppervlakken binnen een fysiografische eenheid niet veel varieert. Voor vegetatie kan voor de emissiecoëfficiënt 0.98 genomen worden in het 8 tot 14 μm golflengte gebied. De emissiecoëfficiënt van een kale zandige bodem varieert afhankelijk van het vochtgehalte van 0.92 tot 0.96 (TEN BERGE, 1986).

Voor het verkrijgen van absolute oppervlaktetemperaturen uit luchtopnamen moet voor de invloed van de atmosfeer worden gecorrigeerd.

Indien geen rekening wordt gehouden met absorptie en emissie door de atmosfeer, kunnen afwijkingen van enkele graden C optreden. Modellen voor het schatten van de atmosferische invloeden zijn in de literatuur gevonden. Echter de beste schatting van de oppervlaktetemperatuur uit scanneropnamen worden verkregen indien tijdens de opnamen referentiemetingen in het veld worden verricht.

3.2.2. Stralingstemperatuur van kale bodemoppervlakken

De energiebalans van een kale bodem wordt gegeven door de vergelijking (3.2). De dagelijkse temperatuuramplitude van de bodem hangt af van de bodemwarmtestroom en de thermische inertie. De laatste is gedefinieerd als:

$$P = \sqrt{(\lambda \cdot \sigma \cdot C_b)} \quad (\text{J} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1/2} \cdot \text{K}^{-1}) \quad (3.4)$$

waarin λ de thermische geleidbaarheid ($\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) en C_b de warmtecapaciteit van de bodem ($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$) is.

De warmtecapaciteit van de bodem kan worden berekend uit een gewogen gemiddelde van de warmtecapaciteiten van de verschillende bodembestanddelen. Omdat de warmtecapaciteit van lucht erg klein is vergeleken met de warmtecapaciteit van de overige bodembestanddelen kan deze term worden verwaarloosd. De warmtecapaciteit van water is ongeveer tweemaal zo groot als de warmtecapaciteit van minerale bodemdelen, respectievelijk $4.18 \cdot 10^6$ en $1.92 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$ (WESSELING, 1985). Hieruit volgt dat de warmtecapaciteit van de bodem groter wordt bij een toenemend vochtgehalte.

Er zijn ook formules voor het bepalen van de thermische geleidbaarheid uit de bodemstructuur en het vochtgehalte. Omdat deze echter niet altijd goede resultaten opleveren wordt de relatie tussen de thermische geleidbaarheid en het vochtgehalte veelal empirisch bepaald (WESSELING, 1985). De thermische geleidbaarheid van een zandbodem varieert van 0.2 tot $0.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ in droge toestand tot een geleidbaarheid van 1.7 tot $2.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ bij een volumetrisch vochtgehalte van 20 tot 40% (TEN BERGE, 1986).

De reflectiecoëfficiënt van kortgolvlige straling wordt kleiner bij een toenemend vochtgehalte in de bodem. De reflectiecoëfficiënt van wit zand varieert van droog naar nat respectievelijk van 0.4 tot 0.2 (MENENTI, 1984).

Bij een gelijke instraling en uitgangstemperatuur aan het oppervlak neemt de netto straling toe bij een toename van het vochtgehalte. Alhoewel de reflectiecoëfficiënt afneemt en de emissiecoëfficiënt toeneemt, neemt de netto straling toe, omdat het aandeel van de kortgolvlige stralingsflux aan de netto straling groter is dan het aandeel van de langgolvlige component (vergelijking 3.3). Een natte bodem heeft daardoor meer energie beschikbaar voor de latente warmteflux, bodemwarmteflux en voelbare warmteflux. De energie wordt echter voornamelijk gebruikt voor de verdamping van bodemvocht en verdwijnt als latente warmte. Bij een afname van de latente warmteflux neemt de oppervlakte temperatuur toe, hetgeen resulteert in een toename van de voelbare warmteflux.

Het verschil in oppervlaktetemperatuur tussen droge en natte bodems is het gevolg van de relatief slechte warmtegeleiding en kleine warmtecapaciteit van de droge bodem.

Naast het bodemvochtgehalte bepalen ook de textuur, de oppervlakteruwheid, de grondbewerking en het organische stofgehalte de oppervlaktestralingstemperatuur.

3.2.3 Stralingstemperatuur van een gewasdek

Naarmate een gewas slechter van water is voorzien neemt de verdamping af, hetgeen resulteert in een opwarming van het gewas en een toename van de voelbare warmtestroom in de lucht. De gewastemperatuur afgeleid uit het warmtebeeld geeft informatie over de regionale gewasverdamping op het opnametijdstip. Voor een uitgebreidere behandeling van de theorie wordt verwezen naar THUNNISSEN en VAN POELJE (1984) en THUNNISSEN (1984).

Met behulp van het TERGRA-model kan de totale dagverdamping en het verloop van de gewastemperatuur over de dag worden gesimuleerd. De in

het model berekende opwarming als gevolg van een afname in gewasverdamping komt goed overeen met uit het warmtebeeld afgeleide verschillen in gewas temperatuur. Dit betekent dat met remote sensing waargenomen temperatuurverschillen kunnen worden vertaald naar verdampingsverschillen.

Uit TERGRA-model simulaties is de volgende lineaire relatie, zogenaamde standaardrelatie, opgesteld welke de relatieve dagverdamping koppelt aan de opwarming van het gewas (Thunnissen, 1984):

$$\frac{E_p^{24}}{E^{24}} = 1 - B^r(T_c - T_c^*) \quad (-) \quad (3.5)$$

Hierin zijn E_p^{24} en E^{24} respectievelijk de werkelijke en de potentiële 24-uurs verdamping E_p van een bepaald gewas (mm.d^{-1}), B^r is een calibratieconstante (K^{-1}) en T_c en T_c^* zijn de temperaturen van het betreffende gewas (K) bij de respectievelijke verdampingsniveaus E_p^{24} en E^{24} .

B^r wordt bepaald door gewassoort, gewashoogte en de windsnelheid op het opnametijdstip. Per gewas kan B^r worden beschreven met:

$$B^r = a + bu(2) \quad (\text{K}^{-1}) \quad (3.6)$$

waarin $u(2)$ de windsnelheid (m.s^{-1}) is op 2 meter hoogte boven maaiveld van een vlak en open terrein. Tabel 3.1 toont de uit het TERGRA-modelberekeningen afgeleide waarden voor a en b voor de voor dit onderzoek relevante gewassen.

Uit een vergelijking van de verdampingswaarden verkregen uit de standaardrelatie, welke een vereenvoudiging is van het TERGRA-model, en de verdampingswaarden berekend met het TERGRA-model blijkt dat bij een sterke verdroging, hetgeen overeenkomt met een relatieve dagverdamping minder dan 50%, de resultaten van beide methoden sterk van elkaar kunnen afwijken. In dit traject bevatten beide methoden grote onnauwkeurigheden in verband met structuurveranderingen die in het gewas optreden (krullen en slap hangen van het gewas) (zie fig. 3.3).

Tabel 3.1. Waarden van a en b voor de gewassen gras en mais met de hoogte van het gewas (H)

gewas	H (cm)	a (K ⁻¹)	b (s.K ⁻¹ .m ⁻¹)
gras	<15	0.050	0.010
gras	>15	0.050	0.017
mais	200	0.100	0.047

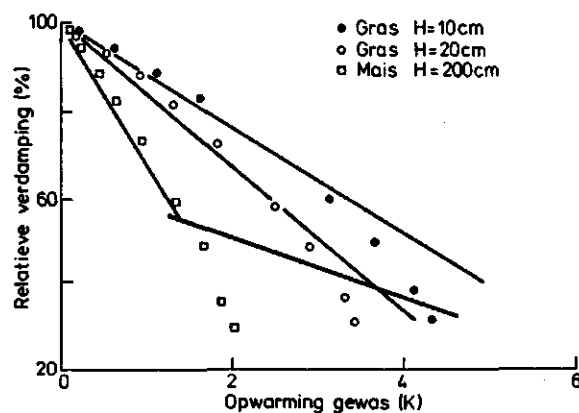


Fig. 3.3. Relatie tussen de relatieve dagverdamping en de opwarming van het gewas om 12.40 MET op 30 juli 1982 voor mais en grasland met verschillende gewashoogten (H) zoals berekend met het TERGRA-model. Tevens zijn hiervan de lineaire benaderingen gegeven (naar PROJECTTEAM REMOTE SENSING STUDIEPROJECT OOST-GELDERLAND, 1985)

Het afleiden van de gewastemperatuur levert dan problemen op aangezien bij sterke verdroging ook de kale grond een bijdrage levert aan de gemeten temperatuur. Als gevolg van dit temperatuur verhogende effect is de standaardrelatie voor mais beschreven door twee verschillende relaties, een die geldig is bij geringe verdroging, minder dan circa 57%, en een relatie die geldig is bij een verdroging van meer dan 57% (zie fig. 3.3).

3.3. Principes van de reflectie

3.3.1. Algemeen

Objecten aan het aardoppervlak reflecteren straling voornamelijk in het golflengte gebied van 0.1 tot 6 μm . De oppervlaktereflectie uitgedrukt als functie van de golflengte wordt spectrale reflectie ($\alpha_o(\lambda)$) genoemd:

$$\alpha_o(\lambda) = R_{\text{uit}}(\lambda)/R_{\text{in}}(\lambda) \quad (-) \quad (3.7)$$

waarin $R_{\text{uit}}(\lambda)$ de gereflecteerde straling met golflengte λ (W.m^{-2}) en $R_{\text{in}}(\lambda)$ de inkomende straling met golflengte λ (W.m^{-2}) is. De configuratie van de spectrale reflectie als functie van de golflengte geeft inzicht in de spectrale karakteristiek van een object en bepaalt de keuze voor het gebruik van specifieke golflengtebanden bij specifieke toepassingen van remote sensing.

Het reflectietype van een oppervlak, de geometrie van de verstrooiing, wordt voornamelijk bepaald door de oppervlakteruwheid in vergelijking tot de golflengte van de straling. Diffuse of Lambert reflectoren zijn oppervlakken die uniform in alle richtingen dezelfde radiantie hebben. Natuurlijke oppervlakken hebben deze eigenschap meestal niet. Veelal is het reflectiegedrag een tussenvorm tussen speculaire en ideaal diffuse reflectie. Het reflectiegedrag is afhankelijk van de golflengte en de polarisatie van de opvallende straling en de inval- en observatiehoeken.

Omdat de gereflecteerde straling met een scanner onder een bepaalde hoek wordt gemeten, is voor remote sensing doeleinden met name de richtingsafhankelijke reflectie van belang. Hieronder wordt verstaan, het door een verstrooiend oppervlak in een bepaalde richting gereflecteerde vermogen per eenheid van ruimtehoek, ten opzichte van het opvallende vermogen op dit oppervlak, vanuit de boven het oppervlak aanwezige halfruimte.

Deze opvallende globale straling is opgebouwd uit directe zonnestraling en diffuse straling van de atmosfeer. De relatieve bijdrage van deze twee stralingsbronnen aan de globale straling bepaalt de

grootte van de richtingsafhankelijke reflectie van een niet ideaal diffuus verstrooiend oppervlak.

De grootte waarin de door een sensor geregistreeerde straling wordt weergegeven is de stralingsintensiteit $I(\lambda)$ ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}.\mu\text{m}^{-1}$). De stralingsintensiteit geeft het gereflecteerde vermogen per eenheid van het geobserveerde oppervlak aan per golflengte en ruimtehoek. Door integratie van de stralingsintensiteit over het gehele golflengtebereik wordt de totale stralingsintensiteit I_{tot} ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) verkregen. Voor een ideaal diffuus reflecterend oppervlak kan de totale stralingsintensiteit, die de sensor binnenkomt, worden uitgedrukt in de totale opvallende straling R_{in} (W.m^{-2}), de reflectiecoëfficiënt $\alpha_0(-)$ en de niet van het object afkomstige stralingsintensiteit I_{dif} ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$):

$$I_{\text{tot}} = (\alpha_0/\pi) * R_{\text{in}} + I_{\text{dif}} \quad (\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}) \quad (3.8)$$

I_{dif} ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) is afkomstig van direct in de richting van de sensor verstrooide zonnestraling en straling afkomstig van andere objecten, die in de richting van de sensor is verstrooid. De reflectiecoëfficiënt is afhankelijk van de observatierichting, de positie van de zon en het azimuthaal hoekverschil tussen zon en sensor.

De toepassing van stralingintensiteiten in dit project is beperkt tot het bestuderen van relatieve verschillen. Uit vergelijking 3.8 kan worden afgeleid dat voor twee locaties respectievelijk met stralingsintensiteit I_{tot} en I_{tot}' geldt, mits $I_{\text{dif}}/R_{\text{in}}$ zeer klein is en R_{in} konstant is:

$$I_{\text{tot}} - I_{\text{tot}}' / I_{\text{tot}} = a_0 - a_0' / a_0 \quad (-) \quad (3.9)$$

Dit houdt in, dat de versluierende bijdrage van I_{dif} geen rol meer speelt en het optredende contrast direct teruggevoerd kan worden op relatieve verschillen tussen reflectiecoëfficiënten van verschillende objecten (JANSE en BUNNIK, 1974).

De samenstelling en configuratie van de materialen aan het oppervlak bepalen de reflectie-eigenschappen van dat oppervlak. Bij de

toepassing van remote sensing is het van belang relatieve stralingsverschillen aan het oppervlak te relateren aan specifieke kenmerken.

3.3.2. Reflectie van kale bodemoppervlakken

De reflectie van straling aan het bodemoppervlak wordt voornamelijk bepaald door de minerale samenstelling, de aard van het aanwezig organisch materiaal, het vochtgehalte, de ruwheid en de hoekafhankelijke inval van de direkte zonnestraling (JANSE en BUNNIK, 1974). In het algemeen is de reflectie klein bij kortgolvlige straling en neemt deze toe tot ongeveer $2 \mu\text{m}$ waar een optimum wordt gevonden (fig. 3.4).

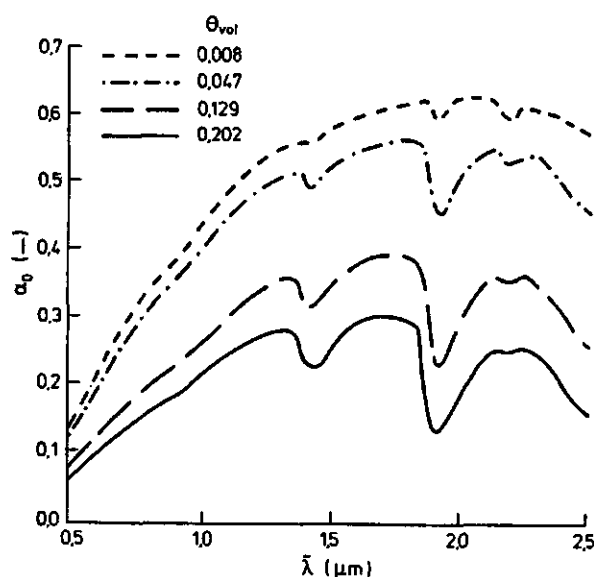


fig. 3.4. Reflectie α_0 tegen de golflengte λ bij verschillende vochtgehalten θ_{vol} (naar BOWERS and HANKS, 1965)

Bij een toename van het bodemvochtgehalte neemt de reflectie af. Laboratoriumexperimenten van VAN DER HEIDEN en KOOLEN (1980) bevestigen dit effect en stellen dat de afname in reflectie voor alle golflengten geldt. Bovendien treden als gevolg van extra absorptie door water bij 1.45 en $1.95 \mu\text{m}$ minima in de reflectiecurve op. De afname in reflectie als gevolg van water in de bodem wordt veroorzaakt door interne reflectie. Licht dat is gereflecteerd door een bodem-

deeltje wordt terug gereflecteerd aan het oppervlak van een waterfilm.

De reflectie neemt af bij een toename van de oppervlakte ruwheid en ten gevolge van de aanwezigheid van humus. Humus absorbeert straling in hoge mate doordat bij lage humuspercentages zandkorrels al door een humushuidje zijn ingebouwd.

3.3.3. Reflectie van landbouwgewassen

De reflectie-eigenschappen van een landbouwgewas zijn onder andere afhankelijk van het groeistadium en de gezondheidstoestand van het gewas en de hoek van inval van de directe zonnestraling. In fig. 3.5 zijn de reflectiecurven van gras en mais weergegeven. Opvallend zonlicht wordt door het blad afhankelijk van de golflengte voor een deel geabsorbeerd en gereflecteerd, ook treedt transmissie op. De reflectie in het zichtbare licht is gering als gevolg van absorptie door het chlorophyl, met maxima bij de 0.45 en 0.65 μm . De nabij infrarood reflectie van bladeren is hoog.

Bij landbouwgewassen zijn naast de reflectie-eigenschappen van het afzonderlijke blad de reflectie-eigenschappen als functie van de totale bladoppervlak per eenheid van oppervlak van belang. Bij een toenemend bladoppervlak is de relatieve toename in de reflectie in het

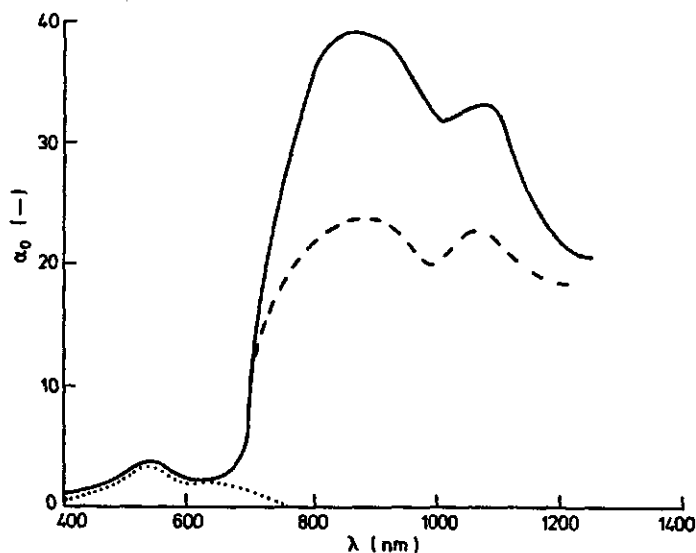


Fig. 3.5. Reflectiecurven van mais (—), gras (--) en water (....),
(naar TELEKI and WEBER, 1984)

nabij-infrarood groter (door multiple reflectie) dan de afname in reflectie in het zichtbare licht. Op deze verschijnselen is de vegetatie-index (VI) van TUCKER (1977b) gebaseerd. De VI wordt berekend uit de stralingswaarden in het infrarood (IR) en het rood (R) met de vergelijking:

$$VI = (IR - R)/(IR + R) \quad (3.10)$$

De totale stralingsintensiteit wordt bij een onvolledige grasbedekking mede bepaald door kale grond en eventueel door water op het blad of op de bodem.

4. BEELDMATERIAAL EN VELDWAARNEMINGEN

4.1. Beschikbare luchtopnamen

Ten behoeve van het project zijn in 1986 en 1987 een drietal luchtopnamen gemaakt. De opnamen zijn verspreid over het groeiseizoen gemaakt: april, juli en augustus.

De opname in augustus 1986 is gericht op het registreren van het grondgebruik, het bepalen van verdampingstekorten en van bodemkundige patronen. De luchtopname in het vroege voorjaar van 1987 is uitgevoerd om de mogelijkheden te onderzoeken wateroverlast en bodempatronen uit remote sensing opnamen af te leiden. De derde vlucht is begin juli 1987 uitgevoerd met het voornaamste doel het vergelijken van de verschillende opnameschalen bij het bepalen van het actuele grondgebruik.

Tabel 4.1. Overzicht van vluchtgegevens, opnametechnieken en veldwaarnemingen.

Datum	Tijd (MET)	Hoogte (m)	Opname*	Veldwaarnemingen
3 aug 1986	10.00		MSS(TM)	
14 aug 1986	11.30 12.30	2000 4000	MSS IRLS FC Temp., berekening,	grondgebruik
2 apr 1987	11.45 12.00	2000	MSS IRLS FC Temp., bodemvocht	
3 jul 1987	11.00 11.45	500 2000 4000	FC	Grondgebruik

*MSS Multi Spectral Scanning

IRLS InfraRed Line Scanning

FC False Colour fotografie

TM Thematic Mapper

Zowel de reflectie als de thermisch infrarood vliegtuigopnamen zijn gemaakt met de Daedalusscanner (type DS 1240/1260) van de firma Eurosense. De volgende banden zijn op computer compatible tape (CCT) geleverd en bij het onderzoek gebruikt:

band 5 0.55- 0.60 μm groen/geel
band 6 0.60- 0.65 μm oranje
band 7 0.65- 0.69 μm rood
band 9 0.80- 0.89 μm nabij infrarood
band 12 8.50-13.50 μm thermisch infrarood

De ruimtelijke resolutie van de scanneropnamen is op 2000 meter, recht onder het vliegtuig 20 m², en bij de maximale aftasthoek 50m². De scanlijn heeft een lengte van 3700 meter. De pixels op het beeld representeren een oppervlak van 5 bij 5 meter. Bij een opnamehoogte van 4000 meter zijn deze waarden respectievelijk 80m², 200m², 7500 meter en 10 bij 10 meter.

De op diapositief geleverde false colour foto's zijn gelijktijdig met de scanneropnamen gemaakt. De opnamehoogten van 500, 2000 en 4000 meter resulteren in fotoschalen van respectievelijk 1:3300, 1:13 200 en 1:26 400.

Naast de vliegtuigopnamen is een opname van Landsat Thematic Mapper van de datum 3 augustus 1986 gekocht voor het classificeren van het grondgebruik. Van de TM-opname zijn alle banden geleverd. De ruimtelijke resolutie van de reflectiebanden is 30 bij 30 meter en van de thermische band 120 bij 120 meter.

4.1.1. Gegevens opnamedatum 14 augustus 1986

4.1.1.1. Luchtopnamen en veldomstandigheden

Het ICW heeft al een aantal remote sensing opnamen laten maken tijdens de zomerdag onder andere in het kader van het remote sensing studieproject in Oost-Gelderland. Men heeft ruime ervaring met de selectie van een geschikte opnametijdstip.

Randvoorwaarde voor het uitvoeren van een vlucht ten behoeve van een verdampingskartering zijn het uitblijven van neerslag, duidelijk waarneembare verdroging van de gewassen en een onbewolkte dag. Bovendien dient voldoende instraling en een matige windsnelheid op te treden, zodat het gewas midden overdag is opgewarmd als gevolg van vochttekorten.

De maand juli en de eerste twee weken van augustus was het droog, warm en zonnig weer. In Gilze-Rijen viel 26mm neerslag in de maand juli, dit is 50 mm minder dan het gemiddelde voor deze maand. De gemiddelde temperatuur in zowel juli als augustus was 17 graden C, dit is iets hoger dan normaal.

Al vanaf medio juli waren de vochtomstandigheden in het veld zodanig dat op de eerst volgende dag met geschikte weersomstandigheden een luchtopname uitgevoerd kon worden. Tot begin augustus deden zich geen goede vluchtomstandigheden voor, de eerste week van augustus was het vliegtuig van de firma Eurosense vanwege een motorstoring niet beschikbaar.

Op 14 augustus was het 's morgens vrijwel onbewolkt. De verwachting was, dat de wolkenbedekking in de loop van de dag zou toenemen. Hoewel de weersvoorzichten voor die dag niet ideaal waren is besloten de remote sensing vlucht die dag te laten uitvoeren aangezien het K.N.M.I. verwachtte dat het weer na 14 augustus zou omslaan. Vanwege de heiligheid in de ochtend is besloten pas na 12.00 uur zomertijd met de luchtopnamen aan te vangen. Door de aanwezige bewolking is besloten om de 4000 meter opname in duplo uit te voeren.

Ondanks de niet optimale weersomstandigheden zijn zowel de false colour foto's als de scanneropnamen van bruikbare kwaliteit.

4.1.1.2. Veldwaarnemingen

Tijdens de opnamedag zijn in het veld de stralingstemperaturen van 15 percelen gemeten. De stralingstemperatuurmetingen zijn verricht met een Heimann stralingsthermometer (type KT15), waarmee vanaf 1 meter hoogte de gemiddelde stralingstemperatuur wordt gemeten van een oppervlak met een doorsnede van 0.65 meter.

Van deze percelen werd ook de gewastoeestand zoals gewaslengte, mate van verdroging en bedekkingsgraad opgenomen. Gelijktijdig is het bodemgebruik en de berekeningssituatie in het proefgebied Galder in kaart gebracht. Tevens zijn peilbuizen in het gebied opgenomen en zijn van karakteristieke percelen dia's gemaakt.

4.1.2. Gegevens opnamedatum 2 april 1987

4.1.2.1. Luchtopnamen en veldomstandigheden

Voor het registreren van bodemvochtverschillen met behulp van de stralingstemperatuur dient enige opwarming van de bodem na het winterseizoen te hebben plaatsgevonden. De meest geschikte veldomstandigheden doen zich voor, vlak voordat enige voorjaars-grondbewerking is uitgevoerd, zodat een maximale opwarming heeft plaatsgevonden, terwijl verstoringen aan het aardoppervlak minimaal zijn. Een aantal droge dagen is, gezien het nivellerend effect van neerslag op de aan het oppervlak optredende temperatuur- en vochtverschillen, gewenst.

Het voorjaar van 1987 was zeer nat en koud. Pas eind maart waren de veldomstandigheden geschikt voor het maken van opnamen. De laatste neerslag van betekenis voor de opnamedag viel op 29 maart, 6 mm gemeten te Chaam.

Na een aantal bewolkte dagen was het op 1 april uitstekend vliegweer. Helaas was door het K.N.M.I. bewolking voorspeld, zodat die dag te laat tot actie kon worden overgegaan. Twee april was 's ochtends vroeg wolkenloos maar het K.N.M.I. verwachtte dat tegen het eind van de ochtend een wolkenfront het gebied zou binnendrijven. Gezien het vermoeden, dat het de laatste opnamemogelijkheid in het voorjaar zou zijn, werd besloten na het optrekken van de heigheid luchtopnamen te laten maken.

Om 11.15 uur werd begonnen met de track op 2000 meter hoogte midden over het gebied. Doordat de bewolking, zoals voorspeld, binnen dreef moest het opnemen van de tweede track halverwege worden afgebroken. De geplande opname op 4000 meter hoogte kon niet worden gevlogen. De enige bruikbare track besloeg vrijwel het gehele veldwerkgebied.

De false colour foto's zijn als gevolg van de aanwezige sluierbewolking grijs van tint en daardoor weinig contrastrijk, maar nog wel bruikbaar.

Achteraf gezien was 2 april inderdaad de laatste geschikte dag voor het maken van opnamen. De boeren vingen vanaf die datum massaal aan met het uitvoeren van grondbewerkingen.

4.1.2.2. Veldwaarnemingen

Het zwaartepunt van de veldwaarnemingen tijdens de luchtopnamen in het vroege voorjaar lag op het vastleggen van bodemvochtgehalten. Voor de bemonstering zijn binnen het proefgebied Galder min of meer homogene bouw- en graslandpercelen geselecteerd. De keuze van de proefpercelen is gebaseerd op informatie uit de bodemkaart, false colour foto's en waarnemingen in het veld.

De keuze om percelen als referentie-eenheden te gebruiken is gemaakt om het mogelijk te maken de scanneropnamen te koppelen aan de beelden verkregen uit een gepland, gelijktijdig, radarexperiment. Het oppervlak van een radarbeeldelement is slechts enkele malen kleiner dan een gemiddeld perceelsoppervlak.

HENDRICKX et al. (1987) komen op basis van onderzoek in de IJsselmeerpolders en een literatuurstudie tot een relatie tussen het aantal te nemen monsters voor de schatting van het gemiddelde bodemvochtgehalte van een perceel en het bijbehorende betrouwbaarheidsinterval bij een zekere betrouwbaarheid.

Zij vinden als bovengrens voor de standaardafwijkingen in volumetrisch en gravimetrisch bodemvochtgehalte in min of meer homogene percelen respectievelijk 6 en 4%. Aannemende dat in het proefgebied de standaardafwijkingen binnen de gevonden maximale percentages blijven, is besloten 20 monsters per perceel te nemen, waarmee het volumetrisch vochtgehalte bij een betrouwbaarheid van 90% met een betrouwbaarheidsinterval van 4% wordt geschat.

De monsterlocaties zijn op basis van een rasterpatroon met perceels-grootteafhankelijke intervallen van minimaal 20 en maximaal 40 meter in de percelen bepaald. Willekeurig zijn aan iedere monsteraar twee monsterpunten toegewezen. Ter ondervanging van een fluctuatie in de bodemvochtgehalten gedurende de dag is door drie ploegen monsteraars tussen 9.00 en 17.00 uur in een roulatiesysteem bemonsterd. In totaal zijn 11 percelen bemonsterd, zeven bouwlandpercelen en vier graslandpercelen.

Volgens een door Stiboka ontwikkelde methode zijn van de bouwlanden de 0.0-1.0, 1.0-2.5 en 2.5-5.0 cm bodemlagen bemonsterd. De monsters hebben volumes van respectievelijk 20, 30, en 50 cm³. Van ieder monster is genoteerd of deze in het zaaibed of wagenspoor is gestoken. Het percentage wagenspoor op het perceel is geschat.

Verder zijn specifieke perceelskenmerken zoals de aanwezigheid van gier of gewasstoppel op het oppervlak, hoogteverschillen in het perceel, type grondbewerking en de hoogte en richting van ruggetjes opgenomen. De in het proefgebied geplaatste grondwaterstandsbuizen zijn opgenomen.

Van vier graslandpercelen is de zode en de onderliggende 2.5 cm dikke bodemlaag bemonsterd in een ring met een volume van 50 cm³. De grasbedekking is geschat en de eventuele aanwezigheid van dauw is genoteerd.

Tijdens de luchtopnamen zijn op 15 locaties stralingstemperaturen gemeten in het veld. Bovendien zijn de veldomstandigheden van een aantal locaties op dia vastgelegd.

Na het beschikbaar komen van de luchtopnamen is nog eenmaal gericht het veld ingegaan om de oorzaken van de in de beelden optredende anomalieën te achterhalen. Tevens zijn toen op karakteristieke locaties bodemonsters genomen om verschillen in bodemkleur vast te leggen.

4.1.3. Gegevens opnamedatum 3 juli 1987

4.1.3.1. Luchtopnamen en veldomstandigheden

De opname in het late voorjaar was gepland om via verschillen in hergroei dan wel verschillen in opkomst van akkerbouwgewassen de mate van wateroverlast te bepalen. Daarnaast zouden bodemfactoren en bodemgebruik uit de beelden kunnen worden afgeleid.

Door het abnormale weersverloop in het voorjaar konden alleen de laatste twee genoemde verschijnselen worden vastgelegd tijdens de opnamen.

Door het droge warme weer in april zijn slechts kleine verschillen in zaai- of pootdatum opgetreden in het gebied. De maanden mei en juni waren, gemeten in Gilze-Rijen, respectievelijk 1.8 en 1.2 graden C te koud en 11 en 25 mm te nat. Hierdoor stagneerde na de kieming vooral de groei van mais.

Eind juni deed zich de situatie voor dat de koude resistantere gewassen als aardappelen een bijna gesloten gewasdek hadden, terwijl de mais nauwelijks was gegroeid. Omdat van alle bouwlandpercelen naast het grondgebruik ook het bodemoppervlak diende te worden vastgelegd is besloten de eerst volgende geschikte dag de opnamen te maken.

Op 4 juli 1987 zijn false colour foto's genomen op 2000 en 4000 meter van het gehele gebied en op 500 meter van het proefgebied Galder.

4.1.3.2. Veldwaarnemingen

Van het proefgebied Galder zijn het grondgebruik en de gewastoeestand vastgelegd op schrift en dia.

4.2. Uit de luchtopnamen afgeleide themakaarten

4.2.1. Verdampingsbeeld van 14 augustus 1986

Aan de hand van de gewastemperaturen afgeleid uit de warmtebeelden is de optredende verdroging in gras- en maispercelen gekarteerd (zie par. 3.2.2). In de volgende paragraaf wordt in het kort de toegepaste beeldverwerkingsmethode voor het verkrijgen van een verdampingsbeeld besproken. Voor een uitgebreidere behandeling van dit onderwerp wordt verwezen naar CARIS en JANSSEN (1986).

De resultaten van de verdampingskartering met behulp van de luchtopnamen van 2000 en 4000 meter hoogte van het onderzoeksgebied zijn aan het einde van het hoofdstuk beschreven.

4.2.1.1. Afleiding van het verdampingsbeeld

Voor de verdampingskartering is gebruik gemaakt van de scanneropnamen en de false colour foto's van 14 augustus 1986. Het afleiden van een verdampingsbeeld vergt een gewasclassificatie, bepaling van de gras-hoogte en koppeling van deze gewasindeling aan de gewastemperaturen.

De voorbereidende beeldverwerking, welke allereerst zal worden beschreven, is uitgevoerd op het Kleuren Grafisch Systeem van de Landbouwniversiteit.

De reflectiebeelden zijn gecorrigeerd voor de effecten die optreden als gevolg van verschillen in observatiehoek bij het scannen van een beeldlijn. Voor de thermische opname is geen hoekafhankelijke correctie uitgevoerd aangezien in het beeld geen systematische toe- of afname van de digitale waarde naar de randen toe aanwezig was. Vanwege overscanning van circa 50% is een resampling uitgevoerd waarbij 2 van de 3 beeldlijnen zijn ingelezen.

Met deze gecorrigeerde banden is de verdere beeldverwerking uitgevoerd op het RESEDA-systeem van het Nationaal Lucht en Ruimtevaartlaboratorium.

Het thermische beeld en de reflectiebeelden bleken niet synschron te zijn opgenomen. Het thermische beeld was een aantal lijnen en kolommen ten opzichte van de reflectiebeelden verschoven hetgeen bij de verdampingskartering storende randeffecten kan veroorzaken. Daarom is het thermische beeld naar de reflectiebeelden getransformeerd.

Alleen voor maïs, hoog en middelhoog grasland zijn voor dit gebied de lineaire relaties afgeleid tussen de stralingstemperaturen en de relatieve dagverdamping. De overige grondgebruiksklassen zijn bij het samenstellen van het verdampingsbeeld buiten beschouwing gebleven.

Om een gewasclassificatie te verkrijgen is allereerst een automatische classificatie uitgevoerd (zie hoofdstuk 5). De klassen mais en gras werden op grond van de spectrale signaturen niet eenduidig van elkaar onderscheiden. De tuinbouwpercelen, met een grote variatie in spectrale signatuur, kunnen niet automatisch van gras en mais onderscheiden worden.

Een betrouwbare gewaskaart is echter voor een verdampingskartering essentieel. Besloten is om het classificatieresultaat met de hand te verbeteren door alle mais- en tuinbouwpercelen achter het beeldscherm aan te wijzen. Het exacte grondgebruik is bepaald aan de hand van de veldwaarnemingen en de visuele interpretatie van de false colour foto's van 14 augustus 1986.

De gewashoogte van de graslandpercelen is gekarakteriseerd met behulp van de vegetatie-index (zie par. 3.2.2). Aan de hand van de veldwaarnemingen en de false colour foto's zijn de grenzen van drie grashoogten gekoppeld aan een waarde van de vegetatie-index.

Een verstorend effect bij het bepalen van de gewashoogte uit de vegetatie-index is dat de waarde van de vegetatie-index gecorreleerd is aan de mate van verdroging van de grasvegetatie. TUCKER (1977a) vindt een duidelijk verband tussen de hoeveelheid bladvocht en de reflectiecoëfficiënten in het rood en nabij infrarood. Deze zijn negatief respectievelijk positief gecorreleerd aan de hoeveelheid bladvocht. RIPPLE (1985, 1986) vindt hetzelfde.

Het is waarschijnlijk dat een verandering in celstructuren bij verdroging de oorzaak is van de afnemende reflectie in het infrarode golflengtegebied. In het rode golflengtegebied wordt de inverse relatie veroorzaakt door een afname van het chlorophylgehalte bij verdroging. De reflectie in het rode golflengtegebied reageert duidelijker op bladvochtveranderingen dan de reflectie in het infrarode gebied. De hierboven geschetste processen hebben tot gevolg dat bij gelijk blijvende biomassa en grashoogte de VI voor een verdrogende plant lager is dan van een plant die goed van water voorzien is. De uit de vegetatie-index afgeleide grashoogte wordt dus beïnvloed door de mate van verdroging van de plant. Uit de opname van 14 augustus blijkt dat

beregende percelen een relatief hoge vegetatie-index hebben ten opzichte van percelen waar het gras staat te verdrogen.

Door de gewasclassificatie en het warmtebeeld te combineren met de in de par. 3.2.2 genoemde standaardrelaties kan het verdampingsbeeld worden afgeleid.

De standaardrelaties gelden voor de temperatuur van het gewas nabij het oppervlak. De warmtebeelden echter geven de door de scanner op 2000 en 4000 meter hoogte geregistreeerde gewas temperatuur weer. Voor beide opnamehoogten is met behulp van referentiemetingen in het veld een lineaire relatie opgesteld tussen stralingstemperatuur gemeten in het vliegtuig (T_{SC}) en de stralingstemperatuur in het veld (T_{CR}) (zie fig. 4.1). De stralingstemperaturen zijn voor beide opnamehoogten onderling goed gecorreleerd respectievelijk 0.91 en 0.90 voor de 2000 meter en de 4000 meter opname.

Uit de grafiek valt af te leiden dat atmosferische demping optreedt. De scannertemperaturen gemeten tijdens de 4000 meter opname zijn gemiddeld 3.7 graden C lager dan de gemeten temperaturen op 2000 meter

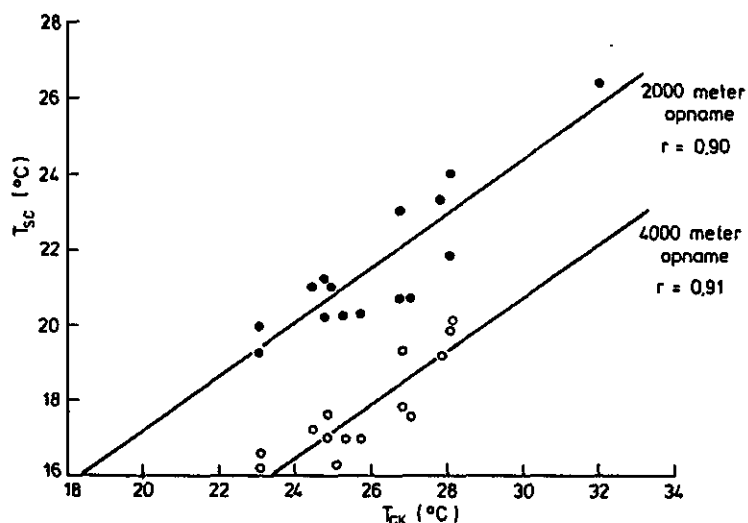


Fig. 4.1. Stralingstemperatuur van het gewas gemeten aan het oppervlak (T_{CR}) uitgezet tegen de stralingstemperatuur gemeten door de scanner (T_{SC}) op 2000 en 4000 m hoogte. De metingen zijn uitgevoerd op 14 augustus 1986 tussen 11.45 en 14.45 zomertijd in het proefgebied Galder

hoogte. De hellingshoek van beide lijnen is gelijk. In de volgende paragraaf wordt nader ingegaan op de koppeling van gewastemperatuur met de scannertemperatuur.

Om de relatieve dagverdamping (LE^{24}/LE_p^{24}) te berekenen met behulp van de thermische opname is het noodzakelijk de temperaturen van potentieel verdampende mais, middelhoog en hoog gras te bepalen. Aan de hand van het veldwerk, de false colour foto's en het warmtebeeld is bepaald welke percelen potentieel verdampen.

In geval van gras moet rekening worden gehouden met het storende effect dat het koude beregeningswater heeft op de oppervlaktetemperatuur. Derhalve zijn de laagste temperaturen op niet-beregende percelen aangehouden als de temperatuur van potentieel verdampend gras.

In tabel 4.2 zijn de gewastemperaturen bij potentiële verdamping aangegeven. Met de temperatuur van de potentieel verdampende gewassen (T_C^*) en de calibratieconstante B^F kan met vergelijking (3.5) een toename in temperatuur worden vertaald in een reductie in de dagverdamping (zie fig. 4.2). De weersgegevens zijn afkomstig van het meteorologisch station Gilze-Rijen.

Met behulp van de in de fig. 4.2 weergegeven opwarming-verdampings relaties kunnen de grenzen van de verdampingsklassen bepaald worden.

Tabel 4.2. Stralingstemperaturen van de scanner (T_{sc}) en van het gewas (T_C^*) bij potentiële verdamping per hoogte

hoogte (m)	2000		4000	
	T_C^*	T_{sc}	T_C^*	T_{sc}
mais	23.6	20.0	24.4	16.8
hoog gras	25.2	21.3	25.3	17.5
middelhoog gras	26.3	22.1	26.5	18.4

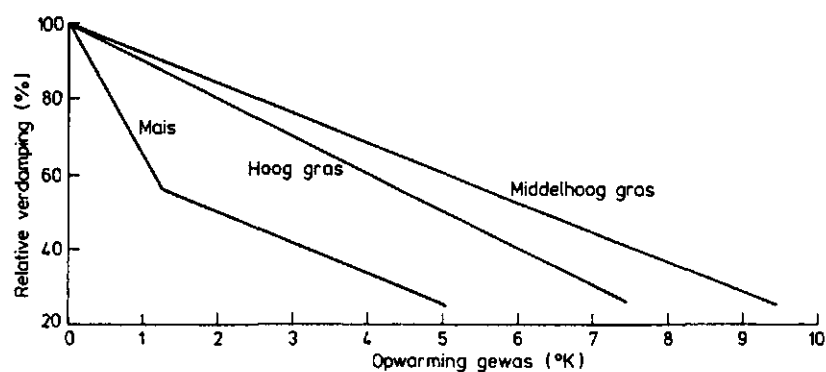


Fig. 4.2. Standaardrelaties tussen de relatieve dagverdamping (LE^{24}/LE_p^{24}) en de opwarming van het gewas ($T_C - T_C^*$) om 12.00 MET op 14 augustus 1986 voor grasland en mais met verschillende gewashoogten

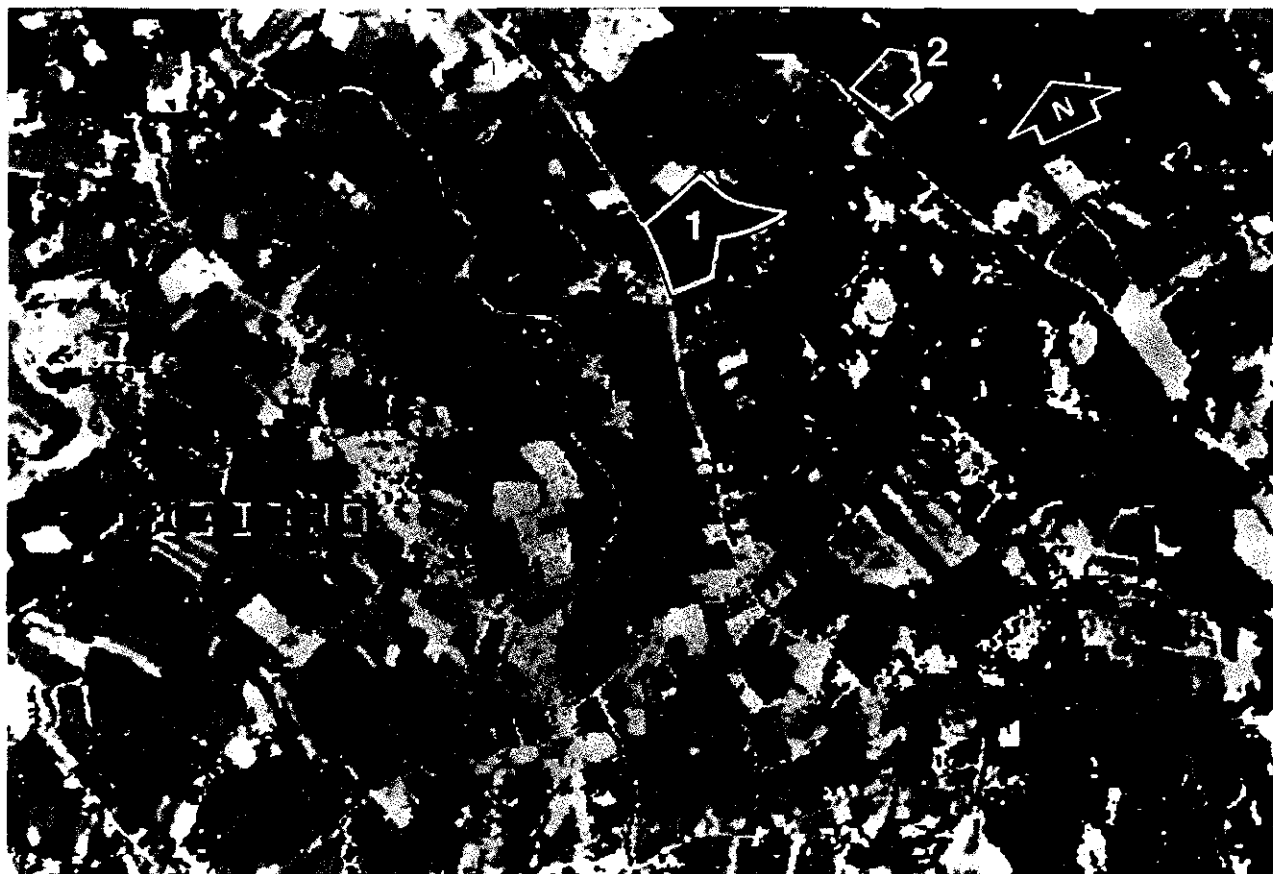


Fig. 4.3. Verdampingsbeeld van 14 augustus 1986, van 4000 m hoogte. Relatieve dagverdamping: Donkerblauw = >90%, licht-blauw = 90-80%, donkergroen = 80-70%, lichtgroen = 70-60%, geel = 60-50%, oranje = 50-40%, rood = 40-30%, magenta = <30%

1 = maisperceel met verdrogingspatronen
2 = grasperceel met verdrogingspatronen

4.2.1.2. Evaluatie van de verdampingskartering

Van zowel de opname op 2000 als op 4000 meter hoogte is een verdampingsbeeld gemaakt. Over het algemeen kan gesteld worden dat beide beelden redelijk met elkaar overeenkomen. Voor het grote percentage tuinbouw, kale grond, stedelijk gebied, laag gras en bos in het gebied is geen informatie in het verdampingsbeeld aanwezig.

De donkerblauwe kleuren, die aanduiden dat het gewas (bijna) potentieel staat te verdampen, zijn voor de graslandpercelen in veel gevallen het gevolg van berekening. Het verdampingsbeeld geeft in zo'n geval geen informatie over de bodenkundige of hydrologische situatie ter plekke.

Veelal zijn dezelfde verdampingspatronen op beide beelden aanwezig. Afwijkingen van één verdampingsklasse (een kleurovergang op het beeld) tussen beide beelden komen regelmatig voor. Geen tendens is waar te nemen van consequent een overschatting of onderschatting van de verdampingsreductie van een beeld ten opzichte van het andere. Afwijkingen van twee verdampingsklassen zijn slechts in een zestal gevallen geconstateerd. In al deze gevallen laat het 2000 meter verdampingsbeeld een sterkere verdroging zien dan de 4000 meter opname.

Opvallend is dat op het 4000 meter verdampingbeeld zowel een groter oppervlak goed verdampende als sterk verdrogende percelen aanwezig is in vergelijking met het 2000 meter beeld, het verloop van de temperatuur is op het 4000 meter beeld groter.

De discrepanties tussen beide beelden zijn een gevolg van het niet gelijktijdig opnemen vanaf beide hoogten. De opname vanaf 4000 meter hoogte is drie kwartier later gemaakt dan de 2000 meter opname. In deze drie kwartier is het aardoppervlak opgewarmd en zijn de atmosferische omstandigheden veranderd. De opname omstandigheden kunnen niet aan elkaar gelijkgesteld worden. Door gebruik te maken van één set referentietemperatuurmetingen wordt met dit feit geen rekening gehouden hetgeen mogelijk foutieve lineaire relaties veroorzaakt tussen de scannerstralingstemperaturen en de veldstralingstemperaturen

en een absoluut vergelijk tussen de twee verdampingsbeelden discutabel maakt.

Bovendien is het onjuist te veronderstellen dat beide opnamen dezelfde verdampingsreductie moeten aangeven aangezien bij de 4000 meter opname de zon de gewassen drie kwartier langer heeft opgewarmd.

Een bijkomend effect van de veranderende atmosfeer na de 2000 meter opname is de reductie in de hoeveelheid gereflecteerde straling. Hierdoor wordt een verschil in VI tussen beide opnamen veroorzaakt met als gevolg dat ook de grashoogte-indelingen van beide opnamen niet aan elkaar gelijk zijn.

De effecten die het toegenomen percentage cumulusbewolking, het binnendrijven van sluierbewolking en de 'extra' drie kwartier opwarming hebben op de door de scanner geregistreeerde temperaturen kan niet bepaald worden, omdat tijdens de 4000 meter opname geen temperatuursmetingen in het veld verricht zijn.

4.2.2. Stralingsintensiteitsbeeld van 2 april 1987

In het onderstaande wordt beschreven hoe de totale stralingsintensiteit van een gemeten pixel wordt afgeleid uit een multispectrale opname.

BREST en GOWARD (1987) beschrijven een methode om de albedo af te leiden uit een multispectrale opname. De methode is getoetst met behulp van Landsat-MSS opnamen.

De albedo van een oppervlak wordt verkregen uit de ratio van de totale gereflecteerde en de totale inkomende straling. In het kader van dit experiment kan worden volstaan met relatieve waarden voor de geregistreeerde totale stralingsintensiteit, zodat de calibratieprocedure die in de methode van BREST en GOWARD wordt gehanteerd, niet wordt doorlopen.

De basisgedachte van de methode is, dat de spectrale reflectiecurven van vegetatie en kale grond in segmenten met een uniforme reflectie

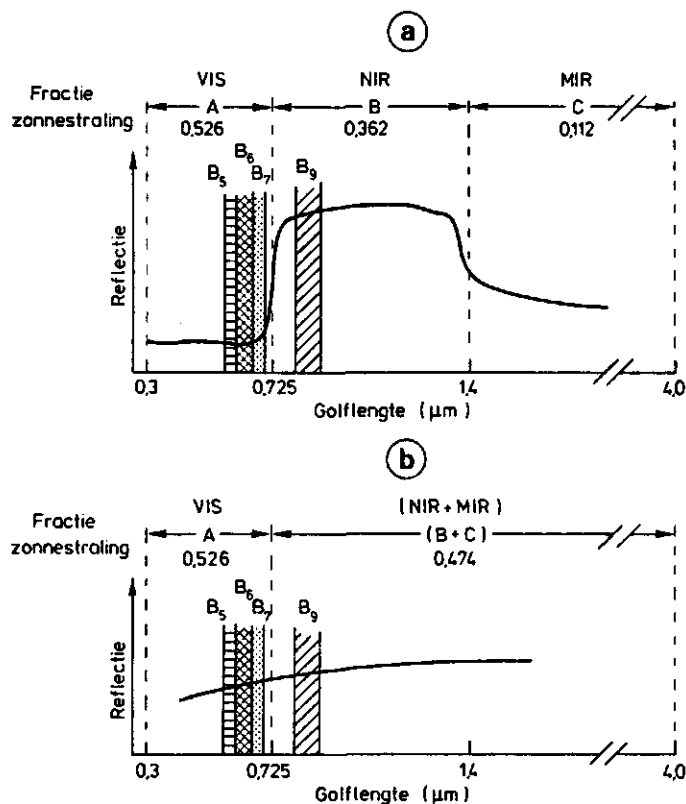


fig. 4.4. Vereenvoudigde spectrale reflectiecurven voor (A) vegetatie en (B) kale grondoppervlakken, de kolommen geven de locaties aan van de Daedalusbanden, tevens zijn de proportionele wegingsfactoren vermeld (naar BREST and GOWARD, 1987)

kunnen worden opgedeeld (zie fig. 4.4). Ieder segment wordt gerepresenteerd door een of meerdere banden van de MSS-opname. Vervolgens kan de totale stralingsintensiteit worden berekend als een gewogen gemiddelde uit de geregistreeerde stralingswaarden in de betreffende banden. De wegingsfactoren worden bepaald door de fractie aan inkomende straling op het aardoppervlak in ieder segment (zie fig. 4.4).

De spectrale reflectiecurve van vegetatie wordt gekenmerkt door drie segmenten te weten een lage reflectie in het zichtbare licht, een hoge reflectie in het nabije infrarood en een middelmatige reflectie in het midden infrarood. De sterke toename in reflectie na de chlorophyll absorptieband ($0.68 \mu\text{m}$) en de afnemende reflectie in het midden infrarood als gevolg van waterabsorptie maken, dat de overgangen van de segmenten liggen op respectievelijk 0.725 en $1.4 \mu\text{m}$.

Voor kale grond geldt een simpelere reflectiecurve resulterend in twee segmenten. De reflectiepercentages in het nabij en midden infrarood zijn aan elkaar gelijk gesteld. Ook hier is $0.725 \mu\text{m}$ als grens gebruikt tussen het zichtbare licht en het nabij infrarood.

De banden 5, 6 en 7 van de Daedalusscanner worden representatief gesteld voor het zichtbare gedeelte van het spectrum, band 9 voor het nabij infrarood.

Omdat geen stralingsmetingen in het midden infrarood beschikbaar zijn wordt voor de vegetatie de reflectie in het midden infrarood gelijk gesteld aan de helft van de nabij infrarood reflectie.

De beeldverwerking voor het berekenen van de stralingsintensiteiten is uitgevoerd op het kleurengrafisch systeem van de Landbouwuniversiteit.

Alvorens de digitale waarden om te rekenen naar stralingsintensiteiten dienen de beelden te worden gecorrigeerd voor hoekafhankelijke intensiteitsverschillen. De banden 5, 6 en 7 vertonen een scheef tweede graads polynomisch verloop loodrecht op de vliegrichting. De verlooprichting is in deze banden gelijk.

De asymmetrie in het verloop kan gedeeltelijk verklaard worden uit het vastzitten van de gyroscoop van de scanner tijdens de opnamen. Aan een zijde van het beeld zijn hierdoor 100 pixels weggevallen, waardoor het midden van het beeld niet overeenkomt met de vlieglijn. Ook de schuine zonnestand ten opzichte van de vlieglijn kan het verloop verklaren.

Band 9 heeft een afwijkend schuin verloop hetgeen waarschijnlijk het gevolg is van scanner-afwijkingen.

In tegenstelling tot de bevindingen van CARIS en JANSEN (1986) is het verloop het duidelijkst in band 5 en wordt voor grotere golflengten kleiner. Waarschijnlijk als gevolg van de afstelling van de scanner.

Met behulp van de volgende formule zijn de digitale waarden van de verschillende banden omgerekend naar stralingsintensiteiten per band (I_b) van een gemeten pixel:

$$I_b = (DC/GAIN)FACTOR \quad \text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} \quad (4.1)$$

waarin DC de digitale waarde van het pixel (0-255), GAIN een versterkingsfactor(-) en FACTOR een correctiefactor ($\text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) is.

Aldus wordt de totale stralingsintensiteit I_{tot} ($\text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) voor vegetatie en kale grond berekend:

$$\text{Vegetatie } I_{\text{tot}} = 0.526(0.33(I_{b5}+I_{b6}+I_{b7}))+0.362(I_{b9})+0.112(0.5*I_{b9}) \quad \text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} \quad (4.2)$$

$$\text{Kale grond } I_{\text{tot}} = 0.526(0.33(I_{b5}+I_{b6}+I_{b7}))+0.474(I_{b9}) \quad \text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1} \quad (4.3)$$

waarin I_{b5} , I_{b6} , I_{b7} en I_{b9} de stralingsintensiteit in de betreffende golflengte banden is.

Wanneer de volgens de bovenstaande methode afgeleide gereflecteerde straling door een pixel wordt gebruikt als indicatie voor de albedo dient met het volgende rekening te worden gehouden.

De atmosferische invloeden op de electromagnetische straling zijn verschillend voor de diverse golflengtebanden, zodat het gebruik van niet gecalibreerde stralingswaarden onnauwkeurigheden in de reconstructie van de stralingsintensiteit in het gehele golflengtegebied oplevert. Ook voor verschillen in stralingsintensiteit als gevolg van anisotropie wordt niet gecorrigeerd. Bovendien dient te worden aangenomen dat de totale inkomende straling over het gehele gebied gelijk is, hetgeen gezien de toenemende bewolking tijdens de opname discutabel is.

5. TOEPASSING VAN REMOTE SENSING BIJ GRONDGEBRUIKSINVENTARISATIE

In de voorbereidingsfase van een landinrichtingsproject wordt het grondgebruik in het kader van de Cultuurtechnische Inventarisatie (CI) geïnventariseerd. Bovendien vindt een vegetatiekartering plaats.

Onderzocht is in hoeverre scanneropnamen hierbij gebruikt kunnen worden. Het gebruik van de false colour foto's ten behoeve van de CI is nog in onderzoek.

5.1. Classificatie van het grondgebruik

5.1.1. Inleiding

In het kader van het remote sensing studieproject in Oost-Gelderland is van een dekzandgebied een grondgebruiksclassificatie uitgevoerd met Daedalusscanneropnamen (PROJECTTEAM REMOTE SENSING STUDIEPROJECT OOST-GELDERLAND, 1985). Daaruit bleek dat kale grond, water en bos goed van elkaar te onderscheiden zijn. Gras en mais konden echter met de gevolgde 'supervised' automatische classificatie methode (maximum likelihood-criterium) niet eenduidig van elkaar onderscheiden worden. De sterk verdrogende mais en het middelhoog gras werden met elkaar verward (DE NIES en LEBOUILLE, 1985).

In het kader van dit project zijn de mogelijkheden van Daedalusscanneropnamen, Thematic Mapper (TM) opnamen en false colour foto's voor een grondgebruiksclassificatie onderzocht. Tevens worden de mogelijkheden van de visuele interpretatie van een kleurencomposiet samengesteld uit TM-banden ten behoeve van de grondgebruiksclassificatie onderzocht. De resultaten van dit deelonderzoek zijn nog niet beschikbaar.

5.1.2. Experiment

5.1.2.1. Methode

De classificatie van het grondgebruik met behulp van de scanneropnamen is uitgebreid beschreven door CARIS en JANSSEN (1986). Hier zal slechts kort op de methode worden ingegaan.

Ten behoeve van de grondgebruiksclassificatie is gebruik gemaakt van de banden 5, 7 en 9 van de Daedalisscanneropname d.d. 14 augustus 1986 en de banden 3 (rood), 4 (nabij infrarood) en 5 (midden infrarood) van de TM-opname d.d. 3 augustus 1986.

Op de vluchtdag is het grondgebruik in het proefgebied Galder in het veld opgenomen. Ter aanvulling van de veldwaarnemingen en ter controle van het uiteindelijke classificatieresultaat zijn de gelijktijdig opgenomen false colour foto's geïnterpreteerd. Daarbij is onderscheid gemaakt in: loofbos, naaldbos, kale grond, stedelijk gebied, water, gras, mais en tuinbouw.

Bij de classificatie van de scanneropnamen is een 'supervised' classificatie methode toegepast. Daarvoor zijn op het beeldscherm referentiegebieden per grondgebruiksklasse aangewezen waarvan de spectrale signatuur wordt bepaald. Deze spectrale karakteristieken worden gebruikt om met het 'maximum likelihood' classificatiecriterium het gehele beeld te classificeren.

De classificatieresultaten zijn vergeleken met het werkelijke grondgebruik. Om een vergelijking van de TM-opname met het werkelijke grondgebruik mogelijk te maken is deze geometrisch gecorrigeerd, zodat de classificatie van de TM-opname gekoppeld kan worden aan de topografische kaart.

5.1.2.2. Resultaten

In fig. 5.1 en 5.2 zijn respectievelijk de classificatieresultaten van de Daedalusscanneropname en van de TM-opname weergegeven.



fig. 5.1. Classificatieresultaat van het proefgebied Galder met behulp van de banden 5, 7 en 9 van de Daedalusopname d.d. 14 aug. 1986 volgens het Maximum likelihood criterium. Lichtbruin=loofbos, donkerbruin=naaldbos, grijs=kale grond en stedelijk gebied, blauw=water, groen=gras, rood=maïs. 1 = maïspancel 2 = graspancel



fig. 5.2. Classificatieresultaat van het proefgebied Galder met behulp van de banden 3, 4 en 5 van de TM-opname d.d. 3 aug. 1986 volgens het Maximum likelihood criterium, met overlay van de topografie. Kleurcode en pancelnummering zie fig. 5.1.

Zoals verwacht zijn de klassen loofbos, naaldbos, kale grond, stedelijk gebied en water vanwege hun sterk verschillende spectrale signalen, goed van elkaar onderscheiden. Met de Daedalusopname is kale grond en stedelijk gebied niet van elkaar onderscheiden.

In het classificatieresultaat van de Daedalusscanneropname treden veel misclassificaties op in de gras- en maispercelen. In fig. 5.1 is een mais- en grasperceel aangegeven, waarin een aantal pixels niet goed is geclassificeerd.

De niet-verdrogende maispercelen en de hoge graspercelen zijn redelijk geclassificeerd. In de andere gevallen vertonen de beide gewassen een grote overeenkomst in spectrale signatuur en zijn beide gewassen niet goed van elkaar te onderscheiden, waardoor sommige percelen foutief zijn geclassificeerd. Graspercelen waarvan de zode niet goed gesloten is zijn als kale grond geclassificeerd.

Voor de classificatie met behulp van de TM-opname is ook band 5, welke is opgenomen in het midden infrarood, gebruikt. Dat houdt in dat de reflectie-eigenschappen van het gewas in deze zogenaamde waterabsorptieband bij de classificatie zijn betrokken.

In de waterabsorptieband heeft mais vanwege absorptie van de straling door watermoleculen over het algemeen een lagere reflectie dan gras. De Tm-classificatie geeft dan ook een beduidend beter resultaat te zien dan de classificatie met behulp van de opname van de Daedalus-scanner, die geen opnameband heeft in het midden infrarood.

De ruimtelijke resolutie (30*30 m) limiteert het gebruik van de TM-opnamen in kleinschalige gebieden. Mengpixels op overgangen in het grondgebruik vertroebelen het beeld.

De opnamen van satellieten zijn echter geometrisch zo te corrigeren, zodat combinatie met een topografische kaart mogelijk is. Op deze wijze is het grondgebruik welke geclassificeerd is met behulp van satellietopname te koppelen aan percelen in het veld.

Voor beide opnamen zijn de tuinbouwgewassen gezien hun sterk wisselende spectrale signatuur niet automatisch in één klasse onder te brengen.

5.1.3. Conclusies

Met behulp van een Daedalusscanneropname is het grondgebruik niet eenduidig vast te stellen. Het onderscheid in gras, mais en tuinbouwgewassen is niet te maken. De ruimtelijke resolutie van de opname is voldoende voor het gebruik binnen een landinrichtingsproject. Nadelig is dat de beelden geometrische afwijkingen vertonen.

De classificatie van de Thematic Mapper-opnamen is beduidend beter. Gras en mais zijn goed van elkaar te onderscheiden. Echter de ruimtelijke resolutie van de TM-opnamen is onvoldoende voor de schaal waarop landinrichtingsprojecten worden uitgevoerd. Door het koppelen van deze beelden aan een topografische kaart valt het bezwaar van de geringe resolutie enigszins weg.

5.2. Vegetatiekartering

5.2.1. Inleiding

In het kader van de voorbereiding van een landinrichtingsproject wordt de vegetatie gekarteerd om inzicht te krijgen in de kwetsbaarheid van het gebied voor veranderingen in het groeimilieu en de betekenis voor het natuurbehoud.

Het Centrum voor Agrobiologisch Onderzoek (CABO) hanteert een methode, waarbij de verspreiding van vegetatietypen en aandachtsoorten in kaart wordt gebracht en de indicatie van deze betreffende de vochtvoorzieningstoestand wordt beschreven.

In het herinrichtingsgebied Ulvenhout-Galder zijn van een vijftal ecotopen de vegetaties en aandachtsoorten geïnventariseerd te weten grasland, slootkanten, sloten, bermen en de ondergroei van houtopstanden. De lijnelementen geven vaak een indicatie van de potentiële

natuurwaarden van het aangrenzende cultuurland bij afnemende cultuurdruk.

Weinig onderzoek is gedaan naar de botanische classificatie van graslanden met behulp van remote sensing technieken. GIRARD (1986) beschrijft een methode om aan de hand van seizoensafhankelijke verschillen in de rood en infrarood reflectie graslanden te classificeren.

Binnen het remote sensing studieproject in Oost-Gelderland is voor het onderzoeksgebied Cortenoever nagegaan in hoeverre MSS-opnamen behulpzaam kunnen zijn bij de CABO-vegetatiekartering (PROJECTTEAM REMOTE SENSING STUDIEPROJECT OOST-GELDERLAND, 1985). Voor dit gebied, een kronkelwaard met een grote variatie in bodemtextuur en hoogteligging is het beeld van de vegetatie-index (zie par. 3.3.3) van het vroege voorjaar vergeleken met de vochtklassenkartering van het CABO. De beide opnamen stemden in grote lijnen met elkaar overeen.

DE NIES en LEBOUILLE (1985) stellen, dat de verschillen in aanvang en snelheid van de groei van de graslandvegetaties na het winterseizoen samenhangen met de soortensamenstelling. Deze verschillen komen slechts gedurende een korte tijd in het vroege voorjaar tot uiting op scanneropnamen. Later in het jaar wordt de relatie tussen de graslandbedekking en de graslandtypen of vochtklassen verstoord door het beweiden en hooien van de graslanden.

Voorts stellen zij, dat met een maximaal dynamisch bereik van de scanneropnamen een verbetering van het classificatieresultaat verkregen kan worden.

In de volgende paragrafen zijn de methode en resultaten van een gelijksoortig onderzoek in het herinrichtingsgebied Ulvenhout-Galder weergegeven.

5.2.2. Experiment

5.2.2.1. Methode

Voor een deelgebied ten oosten van Ulvenhout, waarin bijna alle onderscheiden graslandtypen en vochtklassen van het herinrichtingsgebied aanwezig zijn, zijn de remote sensing beelden geïnterpreteerd en vergeleken met de CABO-kartering (KRAAK, 1987). Een drietal typen beelden zijn gebruikt te weten, het vegetatie-index-beeld, het warmtebeeld en de false colour foto. Van de eerste twee is alleen de vroege voorjaarsopname gebruikt.

5.2.2.2. Resultaten

Het spreekt voor zich, dat op beelden geen aandachtsoorten kunnen worden onderscheiden. De false colour foto's en scanneropnamen zijn ook onvoldoende gedetailleerd voor de interpretatie van lijnvormige elementen. Op perceelsniveau zijn wel patronen op de beelden te zien.

Uit een vergelijk van de false colour foto's van het vroege voorjaar, het late voorjaar en de zomer blijkt, dat de vroege voorjaarsopname door het ontbreken van landbouwkundige verstoringen potentieel de meeste informatie bevat ter ondersteuning van de graslandkartering.

Het vegetatie-index-beeld van dit opnametijdstip vertoont echter een zeer slechte overeenkomst met de graslandkartering en de indeling in vochtklassen van het CABO. Mogelijk zijn op het opnametijdstip de verschillen in hergroei van het gras, als gevolg van variatie in vocht of voedingsstoffen in de bodem, nog niet opgetreden.

Ook het warmtebeeld vertoont geen overeenkomsten met de verbreiding van de graslandtypen en de vochtklassen in het gebied. Op de correlatie tussen de stralingstemperatuur van grasland en het bodemvochtgehalte wordt in hoofdstuk 6 nader ingegaan.

Op de false colour foto's van het vroege voorjaar en de zomer zijn de botanisch niet-interessante graslanden goed van potentieel botanisch interessante graslanden te onderscheiden. De eerste categorie onderscheidt zich door een homogene structuur.

5.2.3. Discussie en conclusies

De false colour foto's (schaal 1:13 200) en scanneropnamen met een ruimtelijke resolutie van 5 bij 5 meter zijn voldoende gedetailleerd voor de interpretatie van graslandpercelen. De vroege voorjaarsopname biedt potentieel de meeste informatie, hetgeen een bevestiging is van de bevindingen van DE NIES en LEBOUILLE (1985).

Er is echter geen relatie gevonden tussen het vegetatie-index-beeld en het warmtebeeld in het vroege voorjaar en de CABO-indeling van het gebied in graslandtypen en vochtklassen.

Twee verklaringen hiervoor zijn te geven. De fysiografische verschillen in het proefgebied zijn geringer dan in het onderzoeksgebied 'Cortenoever' en mogelijk te gering voor het gebruik van de vegetatie-index. Daarnaast is het mogelijk dat de opname te vroeg in het voorjaar is gemaakt, zodat de verschillen in hergroei nog niet zijn opgetreden. Bovendien is het dynamisch bereik van de opname niet optimaal door optredende sluierbewolking (zie par. 4.1.2).

Met behulp van de false colour foto's van het vroege voorjaar en de zomer kunnen de botanisch niet-interessante graslanden worden onderscheiden van de overige graslanden. Mogelijk kan met deze indicatie gerichter veldwerk worden verricht.

6. TOEPASSING VAN REMOTE SENSING BIJ WATEROVERLASTINVENTARISATIE

Verschillen in bodemvochtgehalten in het voorjaar bepalen voor een belangrijk deel de verschillen in draagkracht en bewerkbaarheid van de bodem, alsmede de aanvang en snelheid van de groei van het gewas.

Een experiment is uitgevoerd om na te gaan in hoeverre wateroverlast is te lokaliseren aan de hand van false colour foto's en in hoeverre het bodemvochtgehalte is te kwantificeren met behulp van MSS- en IRLS-opnamen.

6.1. literatuuroverzicht

De eerste empirische studies betreffende de relaties tussen het bodemvochtgehalte en de stralingstemperatuur of albedo van een kale bodem werden met behulp van metingen vanaf de grond gedaan (IDSO et al., 1975a; IDSO et al., 1975b).

Ofschoon het warmtebeeld een weergave is van de uitgezonden straling van de oppervlaktelaag ter dikte van enkele tientallen micrometers (TEN BERGE, 1986), werd een goede overeenkomst tussen 'remote' en 'in situ' bodemtemperatuurmetingen gevonden. Spoedig werden deze metingen gevolgd door vliegtuigopnamen (REGINATO et al., 1976; SCHMUGGE et al., 1978).

In genoemde studies wordt de thermische inertie geïnterpreteerd als de dagelijkse temperatuuramplitude, welke wordt verkregen uit het temperatuurverschil van een aansluitende dag- en nachtvlucht. De aldus verkregen maat voor de thermische inertie geeft een goede relatie te zien met het vochtgehalte in de 0.0-2.0 en 0.0-4.0 cm bodemlagen.

Op basis van deze resultaten is de thermische inertie ook gebruikt om het vochtgehalte van de bodem onder beginnende gewasontwikkeling te bepalen (HEILMAN and MOORE, 1980; CIHLAR, 1980). Deze studies zijn echter voornamelijk gericht op de detectie van vochttekorten.

In een proefopstelling vinden VLCEK en KING (1983) voor een kale zandige en zandige leem bodem een goede correlatie ($r = -0.85$) tussen de

dagelijkse temperatuuramplitude en het bodemvochtgehalte onder een 1 cm droge toplaag.

De resulterende empirische relaties konden niet worden gegeneraliseerd tot betrouwbare modellen voor de kwantificering van het bodemvochtgehalte. Volgens TEN BERGE (1986) is het gebruik van thermische inertie ter bepaling van het vochtgehalte van de kale bodem nabij het oppervlak te zeer met onzekerheden behept om bruikbare resultaten op te leveren. Met name de snelheid van verdamping moet nader worden onderzocht.

IDS0 et al. (1975b) vinden een goede correlatie tussen het bodemvochtgehalte van de 5 cm toplaag en de albedo. De verandering in albedo is groot over het traject waarin het bodemoppervlak afdroogt en relatief klein voor een vochtig of droog bodemoppervlak. Voor dunnere toplagen van de bodem wordt het verloop meer lineair. Hetgeen overeenstemt met de voor een zandige bodem verkregen resultaten van GRASER en VAN BAVEL (1982).

JANSE en BUNNIK (1974) hebben de reflectiespectra van een uitdrogingsreeks van humeus dekzand bepaald (zie fig. 6.1). Curve D toont de reflectie van het droge oppervlak. Na bevochtiging is de reflectie over het gehele golflengtegebied sterk afgenomen. Tijdens de opdroging neemt de reflectie gelijkmatig over het gehele golflengte gebied toe.

MEIER (1981) vindt voor een stroomgebied in Zwitserland met grote verschillen in instraling als gevolg van de topografie een goede meer-voudige correlatie ($r = -0.96$), wanneer het bodemvochtgehalte van de 5 cm toplaag wordt verklaard door de instraling en de stralingstemperatuur, verkregen uit een voorjaarsopname gevlogen laat in de ochtend. Het gebied is volledig in gebruik als grasland. De opname is gemaakt, voordat is geweid of gehooid. In fig. 6.2 is het verloop in stralingstemperatuur tijdens opwarming van gras-bodem monsters met een verschillend vochtgehalte weergegeven. De natte monsters warmen minder snel op.

TEN BERGE et al. (1983) hebben voor een perceel in de IJsselmeerpolder naar verklaringen gezocht voor temperatuurvariaties aan het bodemop-

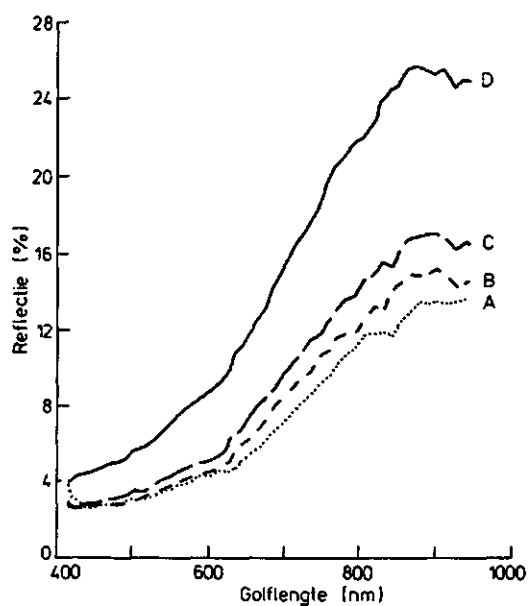


fig. 6.1. De reflectiespectra in verschillende stadia van uitdroging voor een humeus dekzand, het bodemvochtgehalte neemt af van A naar D (naar JANSE en BUNNIK, 1974)

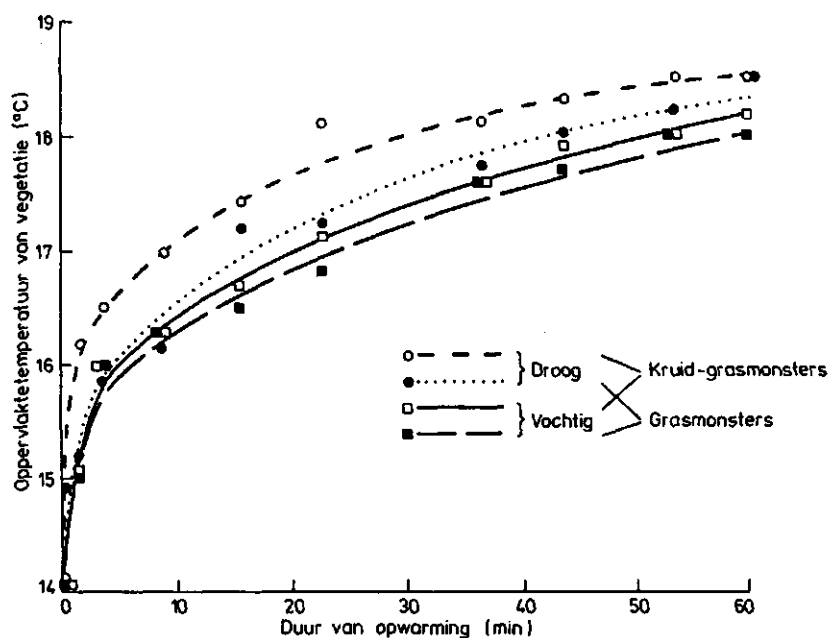


fig. 6.2. Meetseries van de stralingstemperatuur van 4 vegetatie-bodem monsters tijdens opwarming (verschil in volumetrisch vochtgehalte is 20 %) (naar MEIER, 1981)

pervlak die niet voortkwamen uit verschillen in drainage of bewerking. Van het geploegde en daardoor ruwe veld met een lemige bodem is eind maart een IRLS-opname gemaakt. Op het warmtebeeld zijn de textuurklassen klei en grof silt van elkaar te onderscheiden. Ook het gravimetrisch vochtgehalte van de 0-5 mm en 5-15 mm bodemlagen is gecorreleerd met de oppervlaktetemperatuur, respectievelijk $r = -0.73$ en $r = -0.59$. Het vochtgehalte van de 15-35 mm bodemlaag is zeer slecht gecorreleerd met de stralingstemperatuur. Hetzelfde geldt voor de bulkdichtheid van de toplaag. De verschillen in textuur lijken de verschillen in vochtgehalten te bepalen.

In mei geeft het warmtebeeld dezelfde patronen te zien, maar nu is de bovenste 5 mm van de bodem luchtdroog. Het vochtgehalte van dit toplaagje is niet gecorreleerd met de stralingstemperatuur. Het gravimetrisch vochtgehalte van de 1.0-3.0 cm bodemlaag is slechts matig gecorreleerd met de stralingstemperatuur. TEN BERGE et al. suggereren, dat bij de aanwezigheid van een droge toplaag de oppervlaktetemperatuur mede wordt bepaald door de warmtegeleiding van de toplaag, welke afhankelijk is van de textuur en structuur van de bodem.

LAMERS (1985) heeft in de IJsselmeerpolder de mogelijkheden onderzocht om verslemping in het voorjaar waar te nemen met behulp van IRLS. De bodem bestaat uit zandige klei. Verslempde locaties kenmerken zich onder andere door een hogere bulkdichtheid en een hoger gravimetrisch vochtgehalte in de bovenste 1 cm van de bodem. De verschillen in vochtgehalten zijn geringer voor de 5 cm toplaag.

Stralingstemperatuurmetingen in de vroege ochtend gaven geen temperatuurverschillen te zien tussen wel- en niet-verslempde locaties. Dit in tegenstelling tot metingen in de middag die significante temperatuurverschillen van ongeveer 2 graden C aan het oppervlak lieten zien. De stralingstemperatuur is goed gecorreleerd met het bodemvochtgehalte ($r = -0.94$). Ook de ruimtelijke verbreiding van de bulkdichtheid geeft als gevolg van de correlatie met het vochtgehalte significante temperatuurpatronen te zien. Wanneer de bodem vochtig is treden geen significante verschillen op in reflectie ten gevolge van verslemping. Na een droge periode neemt de reflectie toe en treden verschillen in reflectie op tussen wel- en niet-verslempde locaties.

AXELSSON en LUNDEN (1986) hebben de correlaties tussen thermische en albedo gegevens en het bodemvochtgehalte onderzocht alsmede de invloeden van de bodemsamenstelling hierop. Het proefgebied kent een grote variatie in zowel volumetrische bodemvochtgehalten (van 9 tot 60 %), als textuur en humusgehalten in de 5 cm toplaag. De thermische opnamen zijn gemaakt in het voorjaar vroeg in de middag en 's nachts. De albedo is in het veld gemeten. De correlatie tussen het bodemvocht en de albedo ($r = -0.75$) is significant hoger dan de correlaties tussen het bodemvocht en de dag- en nachttemperatuur en de dagelijkse temperatuuramplitude, respectievelijk -0.63 , 0.69 en -0.66 . De correlatie tussen het bodemvocht en de albedo wordt nauwelijks beïnvloed door een variatie in het humusgehalte of het zandpercentage. De correlatie tussen het bodemvochtgehalte en de stralingstemperatuur wordt daarentegen sterk beïnvloed door deze twee factoren. De monsters met een humuspercentage kleiner dan 10% hebben een slechte correlatie met het bodemvochtgehalte ($r < -0.50$). Bij een toenemend zandpercentage neemt de correlatie af. Bij een zandfractie van meer dan 60% vinden AXELSSON en LUNDEN een correlatiecoëfficiënt tussen de dagtemperatuur en het bodemvochtgehalte van slechts -0.35 . Significante verbeteringen in de correlatiecoëfficiënten worden bereikt door de stralingstemperatuurgegevens en albedo-metingen om te rekenen naar nettostraling, verdamping en thermische inertie en deze waarden te gebruiken als parameters voor het schatten van het vochtgehalte.

6.2. Experiment

6.2.1. Methode

Het experiment is opgezet om met behulp van het stralingsintensiteits- en het stralingstemperatuurbeeld het bodemvochtgehalte van het proefgebied Galder te inventariseren. Daartoe zijn tijdens de luchtopnamen referentiemetingen in het veld verricht. De gegevens zijn vervolgens statistisch verwerkt.

De methodiek van het veldwerk en de veldomstandigheden staan beschreven in par. 4.1.2.

De bodemonsters zijn in plastic zakjes uit het veld meegenomen. De grondmonsters zijn gewogen en gedurende vier dagen bij een temperatuur van 60 graden C in een stoof gedroogd. Vervolgens is het drooggewicht bepaald. De plastic zakjes kunnen maximaal tot 60 graden verhit worden, zodat het standaard drooggewicht bij 105 graden C niet direkt bepaald kon worden. Na het drogen van enkele monsters bij 105 graden C bleek een correctie echter niet nodig.

Vervolgens zijn van de bodemonsters het leem- en humusgehalte geschat en is de mate van hydrofobie bepaald met behulp van de 'waterdruppel penetratietijd'-test (DEBANO, 1969). De bodemkleur is bepaald met behulp van de Munsell color charts.

Om tot een kwantitatieve analyse van de veldgegevens en de scanneropnamen te komen zijn per monsterlocatie en per perceel twee losse waarden gemiddelden bepaald van de stralingstemperatuur en stralingsintensiteit.

De stralingstemperatuur en stralingsintensiteit van de afzonderlijke monsterlocaties zijn op basis van een uitdraai van de pixelwaarden per perceel bepaald door het bemonsteringspatroon per perceel te reconstrueren in het stralingstemperatuur en stralingsintensiteitbeeld. Aangezien perceelsovergangen in de meeste gevallen zeer scherp zijn, treden bij de reconstructie vermoedelijk geen grotere afwijkingen op dan 1 à 2 pixels. De slechte geometrie van de beelden kan in sommige gevallen grotere afwijkingen opleveren. Aannemende dat het afpassen van de monsterlocaties in het veld op vijf meter nauwkeurig is gedaan, is ervan uitgegaan dat de maximale afwijking tussen de gereconstrueerde locaties in het beeld en de monsterlocatie in het veld twee pixels bedraagt. Op grond hiervan is de stralingstemperatuur en stralingsintensiteit bepaald als het gemiddelde van 16 pixels rond de in het beeld geprojecteerde monsterlocatie.

Op de tijdens het veldwerk verzamelde gegevens is een variantieanalyse toegepast. Allereerst is voor de bouwlandpercelen nagegaan of het volumetrisch vochtgehalte in het wagenspoor afwijkt van het volumetrisch vochtgehalte in het zaaibed en of verschillen in het volumetrisch vochtgehalte optreden met de diepte.

Vervolgens is voor de proefpercelen nagegaan welke bodemfysische factoren en oppervlaktekenmerken het vochtgehalte en de bulkdichtheid enerzijds en de stralingstemperatuur en de stralingsintensiteit van de bodem anderzijds beïnvloeden. Op basis hiervan worden gebiedstypen onderscheiden waarbinnen de variantie in het bodemvocht maximaal wordt verklaard door de stralingstemperatuur en/of de stralingsintensiteit.

Ten slotte zijn voor deze gebiedstypen de enkel- en meervoudige correlatiecoëfficiënten van bodemvochtgehalte met de stralingstemperatuur en/of de stralingsintensiteit bepaald.

De volgende statistische analyses zijn uitgevoerd met behulp van SAS (SAS INST. INC., 1985): enkelvoudige variantie-analyse, enkelvoudige en multiple regressie-analyse en Wilcoxon's symmetrietoets. In dit onderzoek wordt een effect als significant aangemerkt indien de waarschijnlijkheid 1% of minder is.

Ter ondersteuning en aanvulling van de kwantitatieve analyse is het beschikbare beeldmateriaal ook visueel geïnterpreteerd.

6.2.2. Resultaten

6.2.2.1. Visuele interpretatie

Op de false colour foto, het stralingsintensiteitsbeeld en het stralingstemperatuurbeeld zijn patronen te zien die onder andere samenhangen met verschillen in bodemvochtgehalte. In deze paragraaf worden een aantal verschijnselen besproken. In hoeverre de optredende patronen een kwantitatieve betekenis hebben bij de inventarisatie van het bodemvochtgehalte staat beschreven in de volgende paragraaf.

De patronen op het stralingsintensiteitsbeeld zijn binnen grondgebruikseenheden vrijwel identiek aan de patronen op de false colour foto en worden daarom niet apart behandeld.

Op de false colour foto van 2 april 1987 van een deel van het proefgebied Galder is makkelijk onderscheid te maken tussen de donkerrode bossen, de lichtrode graslanden en de grijze, kale bouwlanden.

De verschillen in grijs tinten binnen de bouwlandpercelen hangen voornamelijk samen met verschillen in bodemvochtgehalten. Donkere tinten duiden op natte locaties (zie fig. 7.2; perceel 1).

Gier op het bouwland is, wanneer het een uitgedroogd viltlaagje betreft, goed waar te nemen door de lichtgrijze kleur van het bodemoppervlak (zie fig. 7.2; perceel 2). Het patroon van uitrijden is in de meeste gevallen een extra aanwijzing. Op zeer natte percelen is de aanwezigheid van gier op de beide beelden niet waar te nemen.

Binnen het grasland zijn op de false colour foto voornamelijk verschillen in grasbedekking zichtbaar. Een toename in de grasbedekking resulteert in een donkerder rode kleur. In het grasland zijn de patronen die samenhangen met verschillen in bodemvocht vaak niet erg duidelijk. In perceel 3 van fig. 7.2 zijn de zeer drassige delen van en de plassen op het grasland wel duidelijk te herkennen door de optredende zwarting op de false colour foto.

Volgens de theorie gaat een toename van de stralingstemperatuur van het kale bodemoppervlak samen met een afname in het bodemvochtgehalte (par. 3.2). Uit een vergelijk van het stralingstemperatuurbeeld met de false colour foto kunnen een aantal gevallen, waarin de beelden een tegenstrijdige indicatie met betrekking tot het bodemvochtgehalte geven, worden gevonden.

Zo hebben plassen op het veld een hogere stralingstemperatuur dan de omliggende natte bodem. Mogelijk is dit een aanwijzing, dat de opname te vroeg op de dag is gemaakt. Bij een langere opwarming over de dag was de temperatuur van de plassen op het veld misschien wel het laagste geweest.

Recent bewerkte percelen vertonen een volgens verwachting beduidend hogere stralingstemperatuur (VAN WIJK, 1966). De relatief hoge stralingstemperatuur doet vermoeden dat de bodem is afgedroogd. Dit strookt echter niet met de donkere tint op de false colour foto (zie fig. 7.2; perceel 4). De donkere tint is echter mede het gevolg van de afname van de albedo als gevolg van een grotere opervlakteruwheid.

Percelen die in het najaar zijn gefreesd worden gekenmerkt door een geringe oppervlakteruwheid, een homogene losse structuur en een relatief droge bodem. Ondanks de geringe bodemvochtigheid, op fig. 7.2 zichtbaar door de licht grijze tint van perceel 5, hebben deze percelen een lage stralingstemperatuur. Een verklaring hiervoor is niet gevonden.

Ook de teelt van asperges levert afhankelijk van de expositie van de ruggen eigenaardige temperatuurseffecten op.

De stralingstemperatuur van grasland neemt toe met afnemende grasbedekking. De patronen in grasland op het stralingstemperatuurbeeld zijn niet eenduidig gerelateerd aan verschillen in bodemvochtgehalten.

6.2.2.2. Kwantitatieve analyse

In eerste instantie is voor de bouwlandpercelen nagegaan of het volumetrisch vochtgehalte in het wagenspoor afwijkt van het volumetrisch vochtgehalte in het zaaibed. In tabel 6.1 zijn het volumetrisch vochtgehalte en de bulkdichtheid van de bouwlandpercelen in zaaibed en wagenspoor opgenomen. Perceel B10, een in het najaar ingezaaid grasland, vertoonde geen wagensporen. Omdat de gegevens van de 1.0-2.5 en 2.5-5.0 cm bodemlagen nagenoeg dezelfde waarden hebben, zijn deze niet in de tabel opgenomen.

Het volumetrisch vochtgehalte van het zaaibed wijkt in geen perceel significant af van het volumetrisch vochtgehalte in het wagenspoor. Het verschil is maximaal 4.9 % in perceel B9. Tegen de verwachting in hebben de percelen B3, B5 en B11 een overigens niet significant hoger vochtgehalte in het zaaibed. Ook in bulkdichtheid doen zich tussen het zaaibed en het wagenspoor geen significante verschillen voor. De bulkdichtheid is niet altijd groter in het wagenspoor.

Op grond van de bovenstaande bevindingen zijn de perceelsgemiddelden berekend zonder te corrigeren voor vochtverschillen tussen zaaibed en wagenspoor. In tabel 6.2 zijn van het volumetrisch vochtgehalte, het gravimetrisch vochtgehalte en de bulkdichtheid de perceelsgemiddelden van de bouwlanden weergegeven. Vervolgens zijn de vochtgehalten van de onderscheiden bodemlagen per perceel met elkaar vergeleken.

Tabel 6.1. Gemiddelden (GEM) en standaarddeviaties (SD) van de bouwlandpercelen van (A) het volumetrisch vochtgehalte (%) en (B) de bulkdichtheid (g/cm^3) van de diepten 0.0-1.0 en 0.0-5.0 cm in het zaaibed en het wagenspoor. Nzb en Nws zijn respectievelijk het aantal monsters in het zaaibed en het wagenspoor.

diepte (cm)			0.0-1.0				0.0-5.0			
			zaaibed		wagenspoor		zaaibed		wagenspoor	
veld	Nzb	Nws	GEM	SD	GEM	SD	GEM	SD	GEM	SD
(A) Volumetrisch vochtgehalte (%)										
B1	5	14	34.2	14.2	36.8	8.8	34.8	12.8	38.1	5.2
B3	11	9	32.6	8.9	31.1	11.5	32.5	8.4	29.4	9.2
B5	7	14	45.2	4.5	43.2	5.2	41.8	2.9	39.3	2.1
B7	9	12	16.4	2.7	19.9	4.0	15.5	2.0	18.4	3.2
B9	9	12	15.9	3.0	18.3	6.4	15.7	3.1	20.6	5.3
B11	15	6	36.2	3.8	32.8	3.6	34.0	3.1	32.3	4.1
(B) Bulkdichtheid (g/cm^3)										
B1	5	15	1.23	0.22	1.28	0.17	1.30	0.18	1.36	0.10
B3	11	7	1.34	0.12	1.33	0.17	1.37	0.09	1.36	0.15
B5	7	14	1.41	0.17	1.42	0.17	1.38	0.06	1.46	0.06
B7	8	11	1.18	0.12	1.41	0.13	1.23	0.15	1.38	0.14
B9	9	12	1.31	0.11	1.41	0.13	1.25	0.13	1.47	0.11
B11	16	6	1.48	0.08	1.46	0.06	1.42	0.05	1.41	0.05

De verschillen in volumetrische en gravimetrische vochtgehalten tussen de bodemlagen van de bemonsterde percelen zijn klein en in de meeste gevallen niet significant. De velden B5 en B7 hebben een significant hoger vochtgehalte in de 1 cm toplaag ten opzichte van de onderliggende laag. Ook hebben deze twee percelen een significant hoger vochtgehalte in de 1 ten opzichte van de 5 cm toplaag. Perceel B11 heeft een significante overgang in het volumetrisch vochtgehalte op 2.5 cm diepte. De percelen B1, B9 en B10 hebben daarentegen een overigens niet significant toenemend vochtgehalte met de diepte.

Perceel B11 heeft een significant afnemende bulkdichtheid met de diepte. Alle andere percelen vertonen een overigens niet significant tegenovergesteld verloop.

Samenvattend kan worden gesteld dat de percelen B1, B3, B9 en B10 een homogene vochtverdeling in de bovenste 5 cm van de bodem hebben. De percelen B5, B7 en deels B11 hebben een afwijkend vochtgehalte in de 1 cm top laag. Het verschil is voor de percelen B7 en B11 overigens gering, minder dan 2%. Het hogere vochtgehalte in de 1 cm top laag is mogelijk het gevolg van structuurbederf. Alleen het verloop in de bulkdichtheid van perceel B11 lijkt dit laatste te bevestigen. Er treedt geen afdroging op in de bovenste 5 cm van de bodem.

Gezien het bovenstaande kan bij de karakterisering van de vochtverdeling in de bovenste 5 cm van de bodem worden volstaan met de vochtgehalten van de 1 en 5 cm top laag. De verdere bespreking van de bodemvochtgehalten, alsmede de statistische analyses zijn dan ook tot deze twee bodemlagen beperkt.

De monsters van de bouwlandpercelen zijn alle gestoken in zwak lemig matig fijn zand met ongeveer 35 volumepercent vocht bij veldcapaciteit (THUNNISSEN, 1984). Het volumetrisch vochtgehalte van de percelen varieert tussen 17.1 en 43.9%. De percelen B7, B9 en B10 zijn relatief droog ten opzichte van de overige vier percelen die op veldcapaciteit of natter zijn.

Het gravimetrisch vochtgehalte laat dezelfde tweedeling in vochtgehalten in de percelen zien, variërend van 12.6 % tot 31.5 %.

De bulkdichtheid is het grootst in perceel B11 en het kleinst in perceel B10 respectievelijk 1.48 en 1.26 g/cm³.

De standaardafwijkingen per perceel van het volumetrisch en het gravimetrisch vochtgehalte blijven binnen de door HENDRICKX et al. (1987) gevonden bovengrenzen van respectievelijk 6 en 4%, wanneer de percelen B1 en B3 buiten beschouwing worden gelaten (zie par 4.1.2.2). In het veld bleken deze twee percelen al zeer inhomogeen te zijn. Het aantal van 20 monsters per perceel is in de gegeven situatie dus voldoende geweest voor het verkrijgen van perceelsgemiddelden met een nauwkeurighedsinterval van 4 volumepercent vocht.

Tabel 6.2. Gemiddelde perceelswaarden (GEM) en standaarddeviaties (SD) van bouwlanden van (A) het volumetrisch vochtgehalte (%), (B) het gravimetrisch vochtgehalte (%) en (C) de bulkdichtheid (g/cm^3) van de 0.0-5.0, 0.0-1.0, 1.0-2.5, 2.5-5.0 cm bodemlagen.

Diepte (cm) Veld	0.0-5.0		0.0-1.0		1.0-2.5		2.5-5.0	
	GEM	SD	GEM	SD	GEM	SD	GEM	SD
(A) Volumetrisch vochtgehalte (%)								
B1	36.6	7.7	36.1	10.2	36.3	10.0	36.9	9.9
B3	30.2	9.2	31.5	10.3	30.0	9.8	30.7	9.3
B5	40.1	2.6 *	43.9	5.0 *	39.5	4.1	39.0	3.1
B7	17.1	3.0 *	18.4	3.8 *	16.4	3.2	17.1	3.0
B9	18.5	5.1	17.3	5.3	18.6	5.0	19.6	5.6
B10	20.7	2.9	20.4	3.0	19.7	3.8	21.6	4.0
B11	33.5	3.4 *	35.2	4.0	34.1	3.9 *	32.0	3.7
(B) Gravimetrisch vochtgehalte (%)								
B1	28.0	5.5	28.3	6.0	27.8	7.0	26.8	6.7
B3	22.7	7.0	24.0	8.5	22.7	7.1	22.6	7.0
B5	28.2	2.8 *	31.5	6.1 *	27.8	2.8	27.1	2.7
B7	12.9	1.7 *	13.8	2.3 *	12.8	1.6	12.8	1.7
B9	13.3	2.9	12.6	3.4	13.5	3.2	13.9	2.7
B10	16.2	2.0	16.1	1.5	16.1	1.7	16.3	2.7
B11	23.7	2.3	23.9	2.5	24.0	2.6	23.0	2.4
(C) Bulkdichtheid (g/cm^3)								
B1	1.26	0.13	1.27	0.18	1.30	0.17	1.38	0.15
B3	1.35	0.12	1.34	0.14	1.33	0.17	1.36	0.14
B5	1.43	0.07	1.42	0.16	1.43	0.14	1.44	0.09
B7	1.32	0.16	1.31	0.17	1.28	0.17	1.34	0.17
B9	1.38	0.16	1.36	0.13	1.37	0.15	1.40	0.20
B10	1.28	0.09	1.27	0.13	1.23	0.11	1.32	0.10
B11	1.42	0.05 *	1.48	0.08 *	1.42	0.07	1.39	0.07

* Significant verschil tussen de verbonden bodemlagen ($p < 0.01$)

Tussen de graslandpercelen zijn de verschillen in volumetrisch vochtgehalte gering, variërend van 44.6 % in perceel G6 tot 51.9 % in perceel G4 (zie tabel 6.3). Alleen het gravimetrisch vochtgehalte van perceel G6 wijkt door een groter bulkdichtheid sterk af van het volumetrische vochtgehalte. De bulkdichtheid varieert van 1.27 g/cm^3 in

perceel G6 tot 1.08 g/cm^3 in de percelen G2 en G4. Het gravimetrisch vochtgehalte van de zode heeft door de verschillen in monstersamenstelling geen betekenis.

Gezien het bovenstaande kan bij de karakterisering van de vochtverdeling in de bovenste 5 cm van de bodem worden volstaan met de vochtgehalten van de 1 en 5 cm toplaag. De verdere bespreking van de bodemvochtgehalten, alsmede de statistische analyses zijn dan ook tot deze twee bodemlagen beperkt.

De monsters van de bouwlandpercelen zijn alle gestoken in zwak lemig matig fijn zand met ongeveer 35 volumeprocent vocht bij veldcapaciteit (THUNNISSEN, 1984). Het volumetrisch vochtgehalte van de percelen varieert tussen 17.1 en 43.9%. De percelen B7, B9 en B10 zijn relatief droog ten opzichte van de overige vier percelen die op veldcapaciteit of natter zijn.

Het gravimetrisch vochtgehalte laat dezelfde tweedeling in vochtgehalten in de percelen zien, variërend van 12.6 % tot 31.5 %. De bulkdichtheid is het grootst in perceel B11 en het kleinst in perceel B10 respectievelijk 1.48 en 1.26 g/cm^3 .

De standaardafwijkingen per perceel van het volumetrisch en het gravimetrisch vochtgehalte blijven binnen de door HENDRICKX et al. (1987) gevonden bovengrenzen van respectievelijk 6 en 4%, wanneer de percelen B1 en B3 buiten beschouwing worden gelaten (zie par 4.1.2.2). In het veld bleken deze twee percelen al zeer inhomogeen te zijn. Het aantal van 20 monsters per perceel is in de gegeven situatie dus voldoende geweest voor het verkrijgen van perceelsgemiddelden met een nauwkeurighedsinterval van 4 volumeprocent vocht.

Tussen de graslandpercelen zijn de verschillen in volumetrisch vochtgehalte gering, variërend van 44.6 % in perceel G6 tot 51.9 % in perceel G4 (zie tabel 6.3). Alleen het gravimetrisch vochtgehalte van perceel G6 wijkt door een groter bulkdichtheid sterk af van het volumetrische vochtgehalte. De bulkdichtheid varieert van 1.27 g/cm^3 in perceel G6 tot 1.08 g/cm^3 in de percelen G2 en G4. Het gravimetrisch vochtgehalte van de zode heeft door de verschillen in monstersamenstelling geen betekenis.

Tabel 6.3. Gemiddelde perceelswaarden (GEM) en standaarddeviaties (SD) voor grasland van het volumetrisch vochtgehalte (%), het gravimetrisch vochtgehalte (%) en de bulkdichtheid (g/cm^3) van de 0.0-2.5 cm bodemlaag

Veld	Vol. vochtgeh. (%)		Grav. vochtgeh. (%)		Bulkdichtheid (g/cm^3)	
	GEM	SD	GEM	SD	GEM	SD
G2	48.3	5.2	46.4	12.1	1.08	0.16
G4	51.9	4.9	49.2	10.8	1.08	0.14
G6	44.6	4.7	35.6	6.9	1.27	0.13
G8	48.8	5.4	41.0	14.2	1.11	0.19

In tabel 6.3 zijn de overige, gemeten, gemiddelde perceelswaarden opgenomen. De op de scanner geregistreeerde stralingstemperaturen van de bouwlandpercelen liggen tussen de 5.8 en 7.8 graden C. Uit fig. 6.4, waarin de veldtemperatuur is uitgezet tegen de scannertemperatuur, blijkt dat deze temperaturen corresponderen met respectievelijk 8.3 en 11.2 graden C in het veld.

De scannertemperatuur van de graslandpercelen varieert over slechts 0.4 graden C van 6.7 tot 7.1 graden C, hetgeen overeenkomt met veldtemperaturen van 9.6 tot 10.2 graden C.

De matige correlatie ($r = 0.63$) tussen de referentietemperatuurmetingen en de scannertemperaturen wordt vermoedelijk veroorzaakt door het feit dat de meetlocaties in het veld niet nauwkeurig in het beeld konden worden gereconstrueerd.

Tabel 6.4. Gemiddelde perceelswaarden (GEM) en standaardafwijking (SD) voor de stralingstemperatuur (T_{sc}), de totale stralingsintensiteit (I_{tot}) en het humusgehalte, de graad van hydrofobie, alsmede voor de bouwlandpercelen de aanwezigheid van gier op het oppervlak en voor de graslandpercelen de grasbedekking aangegeven (Per veld N=22)

Veld	T_{sc}		I_{tot}		Humus	Hydro-	Gier/
	C		$mW.m^{-2}.sr^{-1}$		%	fobie	gras
	GEM	SD	GEM	SD			

(A) Bouwland

B1	5.8	0.2	1771.3	160.3	2.0	*****	-
B3	7.1	0.3	2325.0	371.0	2.0	**	+
B5	6.4	0.1	1740.0	105.3	2.0	*	+
B7	7.8	0.4	2081.3	76.8	2.5	****	+
B9	6.6	0.3	1966.3	258.4	1.5	***	-
B10	5.9	0.1	2106.3	67.5	2.5	**	-
B11	6.3	0.3	1828.8	89.3	2.0	*	-

(B) Grasland

G2	7.6	0.3	2540.0	99.6	2.5	*****	100
G4	6.7	0.2	2058.8	73.6	3.0	*****	90
G6	6.9	0.5	2078.8	103.5	1.5	****	75
G8	7.1	0.2	2161.3	98.5	2.0	*****	90

Hydrofobie: * = vrijwel niet,
 ** = niet/matig,
 *** = matig,
 **** = matig/sterk,
 ***** = sterk/zeer sterk

Gier : - = niet gegierd, + = gegierd

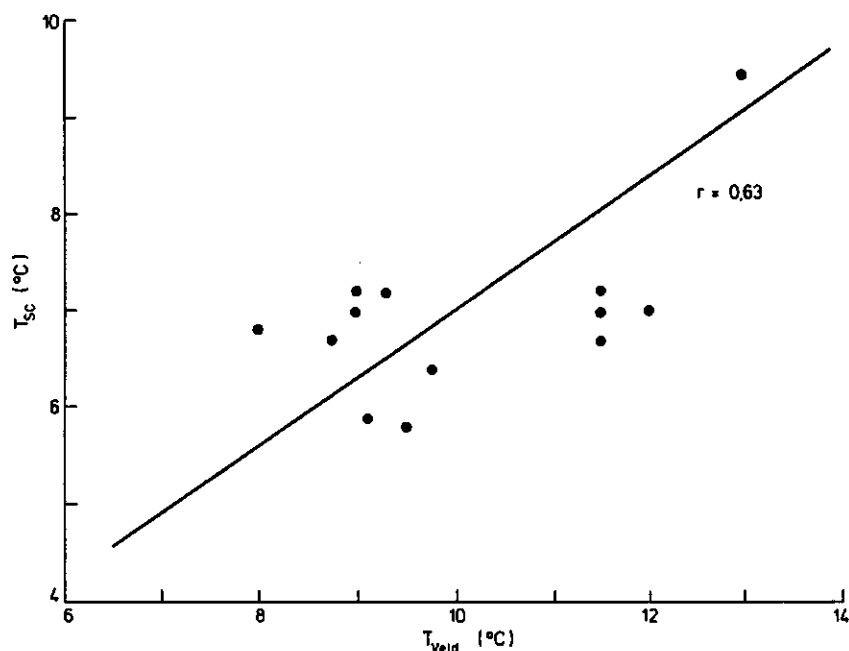


fig. 6.3 Stralingstemperatuur gemeten aan het oppervlak (T_{veld}) uitgezet tegen de stralingstemperatuur gemeten door de scanner (T_{sc}) op 2000 m hoogte. De metingen zijn uitgevoerd op 2 april 1987 tussen 11.30 en 12.00 MET

De stralingsintensiteit van de bouwlandpercelen varieert van 2325.0 tot 1740.0 $\text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$. De stralingsintensiteit van de graslanden varieert over een klein interval van 2058.8 tot 2254.0 $\text{mW.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$.

De in het gebied aanwezige bodemtypen hebben slechts zeer geringe verschillen in de toplaag. Het humusgehalte in de 5 cm toplaag van de bemonsterde percelen is nagenoeg gelijk in alle percelen, gemiddeld 2%. De textuur van alle percelen van 0-15 cm bestaat uit zwak lemig matig fijn zand. Alleen perceel G6 heeft een iets hoger leemgehalte. De bodemkleur is ook zeer homogeen in het gebied. Vochtig tot natte gronden zijn zeer donker bruin of zeer donker grijs bruin (10YR2/2 en 10YR3/2). Dezelfde bodems in droge toestand zijn donker bruin of donker grijs bruin van kleur (10YR5/2 en 10YR4/2). Slechts op enkele plaatsen in het gebied bijvoorbeeld in perceel B1 waar de zandige ondergrond aan de oppervlakte komt, doen zich zeer bleke tot bleek bruine bodems voor (10YR7/3 en 10YR6/3)(zie fig. 7.2; perceel 6). De mate van hydrofobie van de percelen varieert van 'sterk/zeer sterk' tot 'vrijwel niet'. De bodemruwheid is niet gekwantificeerd.

Vervolgens is een variantieanalyse toegepast op de perceelsgemiddelden. Door de geringe en vaak niet significante spreiding in de perceelsgemiddelden worden niet relevante verschillen met elkaar gecorreleerd, waardoor zeer slechte correlaties tussen de afhankelijke variabele bodemvocht en de verklarende variabelen stralingstemperatuur en/of stralingsintensiteit optreden ($r < -0.4$).

Het bodemvochtgehalte en de stralingstemperatuur en stralingsintensiteit in de beelden geven wel patronen binnen de percelen te zien (zie fig. 7.2). Daarom is besloten de verdere analyse op de afzonderlijke waarnemingen uit te voeren. Elke waarneming in het veld wordt gekoppeld aan de overeenkomstige stralingstemperatuur en stralingsintensiteit afgeleid uit de luchtopnamen.

Deze methode brengt met zich mee dat door de grote afwijking van een monsternamen per locatie evenredig grote onnauwkeurigheden worden geïntroduceerd in de koppeling met de luchtopnamen. Ook de generalisatie van een puntwaarneming, welke een monsterlocatie is, naar de vlak-informatie van het remote sensing beeld is in geval van inhomogene veldomstandigheden met onnauwkeurigheden behept.

Door het toepassen van een variantieanalyse op de afzonderlijke waarnemingen is nagegaan welke bodemfysische factoren en oppervlaktekenmerken het vochtgehalte en de bulkdichtheid enerzijds en de stralingstemperatuur en stralingsintensiteit van de bodem anderzijds beïnvloeden.

Het grondgebruik blijkt significant gecorreleerd met de stralingstemperatuur en de stralingsintensiteit van de bodem, alsmede met de bodemvochtgehalten en de bulkdichtheid. De mate van hydrofobie is significant gecorreleerd met het grondgebruik. Door de significante relatie tussen hydrofobie en grondgebruik is deze variabele ook significant gecorreleerd aan de vochtgehalten en bulkdichtheid van de bodem en de stralingstemperatuur en stralingsintensiteit. De aanwezigheid van een gierlaag op het veld, soms samengaand met gewasstoppel, is niet gecorreleerd met het bodemvochtgehalte. De stralingstemperatuur en stralingsintensiteit worden wel significant door de aanwezigheid van gier beïnvloed. Het grasbedekkingspercentage is niet gecorreleerd met de overige variabelen.

Hieruit volgt dat de geringste variantie in het bodemvochtgehalte onverklaard blijft uit de stralingstemperatuur en/of de stralingsintensiteit, wanneer de locaties worden onderverdeeld naar grondgebruik en de aanwezigheid van gier. Toevoeging van andere variabelen levert geen significante verbetering van het regressiemodel op. De resultaten van de regressieanalyse zijn opgenomen in tabel 6.6.

Tabel 6.6. Enkel- en meervoudige correlatiecoëfficiënten (r) tussen de stralingstemperatuur (T_{sc}) en/of stralingsintensiteit (I_{tot}) en het volumetrisch en gravimetrisch vochtgehalte per diepte voor (A) bouwland en (B) grasland.

diepte (cm)	Niet-gegierd (N=84)				Gegierd (N=62)			
	Vol.vochtgeh.		Grav.vochtgeh.		Vol.vochtgeh.		Grav.vochtgeh.	
	0-1	0-5	0-1	0-5	0-1	0-5	0-1	0-5
(A) Bouwland								
$r(T_{sc})$	-0.42*	-0.47*	-0.55*	-0.54*	-0.80*	-0.81*	-0.75*	-0.79*
$r(I_{tot})$	-0.66*	-0.66*	-0.66*	-0.64*	-0.57*	-0.53*	-0.52*	-0.49*
$r(T_{sc}/I_{tot})$	-0.74*	-0.74*	-0.81*	-0.78*	-0.84*	-0.84*	-0.77	-0.81
(B) Grasland (N=88)								
$r(T_{sc})$	-0.09		-0.03					
$r(I_{tot})$	-0.08		-0.05					
$r(T_{sc}/I_{tot})$	-0.10		-0.07					

* Significant gecorreleerd ($p < 0.01$)

De verschillen tussen de correlatiecoëfficiënten van de 1 en 5 cm toplaag zijn kleiner dan 0.05. In de 1 cm toplaag is het verschil tussen de correlatiecoëfficiënten van het volumetrisch en gravimetrisch vochtgehalte groter dan in de 5 cm toplaag. Waarschijnlijk speelt een grotere variabiliteit in de bulkdichtheid en de monsternamen van de 1 cm toplaag hierin een rol. Tussen de correlatiecoëfficiënten van het volumetrisch en het gravimetrisch bodemvochtgehalte met de remote sensing gegevens treedt slechts in één geval een afwijking op die groter is dan 0.05. Bovendien is de 1 cm ten opzichte van de 5 cm

toplaag of het volumetrisch ten opzichte van het gravimetrisch vochtgehalte niet eenduidig beter gecorreleerd. Gezien de geringe niet eenduidige verschillen tussen de correlatiecoëfficiënten per gebiedstype gegierd en niet gegierd bouwland, worden de correlatiecoëfficiënten van het volumetrisch vochtgehalte van de 5 cm toplaag als voorbeeld gehanteerd.

De enkelvoudige correlaties zijn met uitzondering van de stralingstemperatuur van gegierd bouwland matig, respectievelijk $r = -0.66$ en $r = -0.81$. Voor de goede correlatie van de laatste is geen verklaring gevonden. De stralingsintensiteit van niet gegierd bouwland is beduidend beter gecorreleerd met het bodemvochtgehalte dan de stralingstemperatuur, respectievelijk $r = -0.47$ en $r = -0.66$.

De meervoudige correlatiecoëfficiënten zijn significant beter. De grootste toename in correlatie treedt op voor het niet gegierd bouwland ($r = -0.74$). De meervoudige correlatie coëfficiënt van gegierd bouwland levert nauwelijks een verbetering op ($r = -0.84$).

De oorzaak van verschillen in meervoudige regressie liggen in de onderlinge correlatie van de stralingstemperatuur en de stralingsintensiteit. Voor het niet-gegierd bouwland zijn deze stralingswaarden niet significant gecorreleerd, terwijl voor gegierd bouwland en grasland een matige correlatie optreedt tussen beide stralingswaarden (zie tabel 6.7).

Tabel 6.7. Correlatiecoëfficiënten (r) van de stralingstemperatuur met de stralingintensiteit voor het niet-gegierd en gegierd bouwland en grasland

	N	r
niet-gegierd bouwland	88	0.15
gegierd bouwland	64	0.43*
grasland	88	0.44*

* Significant gecorreleerd ($p < 0.01$)

Voor grasland treden geen significante correlaties op tussen het bodemvocht en de beide stralingswaarden.

6.3 Discussie en conclusies

De remote sensing beelden van het vroege voorjaar vertonen patronen die duidelijk samenhangen met verschillen in bodemvochtgehalten.

De stralingstemperatuur en stralingsintensiteit van de gebiedstypen niet gegierde en gegierde kale bodem en grasland zijn van een verschillend nivo, zodat om te komen tot de optimale correlatiecoëfficiënten tussen de remote sensing gegevens en het bodemvochtgehalte, de variantieanalyse voor die drie gebiedstypen afzonderlijk dient te worden uitgevoerd.

De in het experiment gevonden enkelvoudige correlatiecoëfficiënten voor een kale bodem tussen de afhankelijke variabele bodemvocht en de stralingstemperatuur en stralingsintensiteit zijn matig. Een significante verbetering wordt verkregen met een meervoudige correlatie.

De enkel- en meervoudige correlatiecoëfficiënten voor grasland tussen de afhankelijke variabele bodemvocht en de stralingstemperatuur en/of stralingsintensiteit zijn zeer slecht. De invloed van de biomassa op dit mechanisme is niet bekend.

Uit de literatuur blijkt, dat onder de juiste opname omstandigheden goede correlaties optreden tussen de dagelijkse stralingstemperatuur-amplitude of de stralingstemperatuur overdag en het bodemvochtgehalte voor kale grond (VLCEK and KING, 1983; TEN BERGE et al., 1983; LAMERS, 1985; AXELSSON and LUNDEN, 1986) en grasland (MEIER, 1981). Ook de stralingsintensiteit van kale bodem blijkt goed te correleren met het bodemvochtgehalte (IDSO et al., 1975b; GRASER and VAN BAVEL, 1982; AXELSSON and LUNDEN, 1986).

Ook blijken verschillende textuurklassen (TEN BERGE, 1983) en verslemping (LAMERS, 1985) juist door verschillen in vochtgehalten zichtbaar op het stralingstemperatuurbeeld. Het effect van de ruwheid van het bodemoppervlak op de stralingstemperatuur is niet duidelijk.

Uit het onderzoek van AXELSSON en LUNDEN blijkt verder, dat de zandige zwak humeuze bodems van het proefgebied Ulvenhout-Galder, minder geschikt zijn voor het bepalen van het bodemvochtgehalte uit de stralingstemperatuur van de kale bodem. De stralingsintensiteit is voor een dergelijke bodem meer geschikt. De betere correlatie tussen het bodemvochtgehalte en de stralingsintensiteit ten opzichte van de stralingstemperatuur bevestigt dit.

Verbeteringen in de gevonden correlatiecoëfficiënten lijken evenwel mogelijk door een andere opzet van het veldwerk en een optimalisatie van het opnametijdstip. Ook door het omrekenen van remote sensing gegevens naar nettostraling, verdamping en thermische inertie en deze te gebruiken als parameters voor het schatten van het bodemvochtgehalte kunnen mogelijk betere resultaten worden bereikt (AXELSSON and LUNDEN, 1986).

De vochtverschillen in het voorjaar blijken niet alleen op te treden tussen percelen maar ook binnen percelen. De aanname, dat de proefpercelen bij benadering homogeen zijn blijkt niet voor alle percelen juist. Gezien de ruimtelijke resolutie van de remote sensing beelden, is het gebruik van referentiepercelen voor het meten van bodemvochtgehalten dan ook niet correct geweest. Het is beter op kleine homogene vlakken referentiemetingen te verrichten. Deze metingen dienen wel herkenbaar te zijn of te worden gemaakt op de opnamen.

De vochtverdeling in de 5 cm toplaag van de bodem tijdens de opnamen was nagenoeg homogeen en hoeft daarom niet in laagjes gemonsterd te worden. Op een aantal locaties tijdens de opnamen was een luchtdroge toplaag aanwezig. Het verdient aanbeveling in dat geval het bodemvochtgehalte van de onderliggende bodemlaag te bepalen (VLCEK and KING, 1983; TEN BERGE et al., 1983).

Ten aanzien van het opnametijdstip van de kale bodem kan worden gesteld, dat deze optimaal is zo laat mogelijk in het voorjaar maar nog voor enige voorjaarsgrondbewerking heeft plaatsgevonden, op een tijdstip vroeg in de middag (TEN BERGE et al., 1983; LAMERS, 1985; AXELSSON and LUNDEN, 1986). De vroege voorjaarsopname heeft waarschijnlijk te vroeg op de dag plaatsgevonden.

Het optimale opnametijdstip voor grasland is nog niet duidelijk. MEIER (1981) vindt een optimaal opnametijdstip laat in het voorjaar net voor het beweiden of hooien van het grasland. DE NIES en LEBOUVILLE (1985) stellen echter dat verschillen in bodemvochtgehalten slechts gedurende een korte tijd in het vroege voorjaar tot uiting komen op scanneropnamen via verschillen in aanvang en hergroei van het gras (zie par. 5.2). De zeer slechte correlaties voor grasland doen vermoeden dat voor dit experiment de opname op een te vroeg tijdstip is gemaakt. Nader onderzoek op dit punt is gewenst.

Het lijkt niet mogelijk de bepaling van het bodemvochtgehalte van kale grond en grasland in een opname te combineren, aangezien de eerste grondbewerkingen worden verricht voordat het gras in hergroei is.

7. TOEPASSING VAN REMOTE SENSING BIJ BODEMKARTERING

In het remote sensing studieproject in Oost-Gelderland is ervaring opgedaan met het gebruik van verdampingsbeelden voor bodemkundig onderzoek. Op grond van de ervaring in Oost-Gelderland waarbij globaal bodemkundige eenheden op het verdampingsbeeld zichtbaar waren, is besloten de mogelijkheden van remote sensing opnamen bij een bodemkartering nader te onderzoeken (schaal 1:10 000). Het doel van het onderzoek is te toetsen of een met remote sensing opnamen ondersteunde bodemkartering efficiënter en/of nauwkeuriger is dan een conventionele kartering. Het onderzoek wordt uitgevoerd in samenwerking met STIBOKA.

In de volgende paragrafen wordt na een bespreking van de bestudeerde literatuur ingegaan op de werkwijze, resultaten en conclusies behorende bij het onderzoek in het proefgebied Galder.

7.1. Literatuuroverzicht

Vanaf de eerste helft van deze eeuw worden luchtfoto's gebruikt bij bodemkundig onderzoek. Digitale opnametechnieken hebben een geheel nieuwe mogelijkheid gecreëerd om vanaf afstand bodemkundige verschijnselen waar te nemen. Een aantal onderzoeken waarin de mogelijkheden van de remote sensing voor bodemkundige toepassingen is onderzocht worden hieronder beschreven.

In 1973 heeft MATHEWS et al. onderzoek verricht naar de mogelijkheid om met behulp van MSS-vliegtuigopnamen bodems ontwikkeld in verschillende moedermateriaal (kalksteen, alluvium en schalies) te onderscheiden. De bodemeenheden onderscheiden door middel van een 'supervised' automatische classificatie van de beelden kwamen goed overeen met de gedetailleerde bodemkaart (schaal 1:6000) van het gebied. De auteurs concluderen dat in dit specifieke gebied, de bodemeenheden verkregen door automatische classificatie op grond van de reflectieverschillen van het bodemoppervlak een bruikbaar hulpmiddel zijn bij het bepalen van de verbreiding van de verschillende bodems. WEISMILLER et al. (1977) komen tot dezelfde conclusie.

KRISTOF en A.L. ZACHERY (1974) hebben een 'supervised' automatische classificatie van vliegtuig-MSS-opname van 1200 meter hoogte vergeleken met de gedetailleerde bodemkaart van het proefgebied. De classificatie kwam redelijk overeen met de bodemkaart indien de bodems onderscheiden waren op grond van de kleur van het oppervlak. De kleur correspondeerde met een bepaalde textuur. Misclassificaties traden op indien de bodemeenheden mede gebaseerd waren op de karakteristieken van de ondergrond.

THOMPSON et al. (1983) concludeerden na analyse van TM-beelden van een proefgebied, waarin zowel zwarte kleien als bruine lemige bodems voorkomen, dat de verschillen in reflectie samenhangen met verschillen in bodemeigenschappen. De opnamen vroeg in het voorjaar gaven de grootste variabiliteit in reflectie te zien tussen de bodemeenheden.

LYNN (1984) heeft een studie verricht naar de mogelijkheden om bodems met verschillende texturen met behulp van MSS- en thermische beelden van elkaar te onderscheiden. Oude drainage patronen konden eenduidig op de beelden onderscheiden worden. Het onderscheid tussen de lichte kleien in de oude drainage gangen en de omringende zware kleien kwam het beste naar voren op het thermische beeld.

De hierboven beschreven onderzoeken zijn alle uitgevoerd na of voor het groeiseizoen, op een tijdstip dat de reflecties van kale of nage-noeg kale bodems gemeten konden worden. Bovendien werd in de onderzochte gebieden de bodems voornamelijk onderscheiden op grond van textuur, humusgehalte of andere bodemkundige kenmerken welke kleurvariëaties veroorzaken aan het oppervlak. De bodems in de dekzandgebieden in Nederland worden voornamelijk onderscheiden op kenmerken die in het bodemprofiel zelf aanwezig zijn zoals de dikte van de humeuze bovengrond en het voorkomen van een podzol-B. Verschillen in bodemtype zijn dan niet direct zichtbaar aan het bodemoppervlak.

THUNNISSEN en van POELJE (1984) hebben aan de hand van de 1:10 000 bodemkaart onderzocht in hoeverre de verdampingstekorten afgeleid uit de remote sensing opname samenhangen met bodemkundige verschillen. De volgende gedachtengang voor het gebruik van de beelden ligt hieraan ten grondslag. Op een niet beregend perceel is de hoeveelheid voor het

gewas beschikbaar bodemvocht afhankelijk van de dikte en het vocht-houdend vermogen van de wortelzone, de capillaire eigenschappen van de ondergrond en de diepte van de grondwaterstand beneden de onderkant van de wortelzone. De mate van verdroging wordt dus behalve door de diepte van de grondwaterstand ook bepaald door de opbouw van de bodem. Bij een bodemkartering onderscheiden de bodemeenheden zich van elkaar door bodemkundige kenmerken welke ook een indicatie van het vochtleverend vermogen van de grond leveren.

Uit de globale studie bleek dat de verdampingsreductie op het beeld samenhangt met de dikte van het eerddek, de diepte van het sterk lemige dekzand en de grondwaterstand ter plekke. Geconcludeerd werd dat het verdampingsbeeld informatie geeft over de opbouw van de ondergrond.

Literatuur over het gebruik van uit remote sensing beelden afgeleide themakaarten zoals het verdampingsbeeld is naast de rapporten van het remote sensing studieproject in Oost-Gelderland niet gevonden.

Op basis van de literatuur kan worden geconcludeerd dat de toegevoegde ruimtelijke informatie die remote sensing opnamen leveren, de nauwkeurigheid van de afgrenzing van bodemeenheden kunnen verhogen en de algehele efficiëntie van een bodemkartering kunnen vergroten. Dit geldt voor zowel kleinschalige als grootschalige karteringen.

7.2. Experiment

7.2.1. Methode

Voor het 400 hectare grote proefgebied Galder (zie fig. 2.1) zijn zowel een conventionele als een met remote sensing ondersteunde bodem- en grondwatertrappenkartering uitgevoerd. De conventionele kartering is uitgevoerd in het kader van de 1:10 000 kartering die standaard bij landinrichtingsprojecten wordt uitgevoerd. Bij deze kartering is de standaardmethode van STIBOKA gehanteerd.

De methode van de met remote sensing beelden ondersteunde kartering is gebaseerd op uit de remote sensing beelden afgeleide patronen, waarvan wordt aangenomen dat deze een bodemkundige betekenis hebben of verschillen in grondwatertrappen aangeven. Zowel het verdampingsbeeld van 14 augustus 1986 (zie fig. 4.3) als de false colour foto's van dezelfde datum (zie fig. 7.1) als ook de false colour foto's van 2 april 1987 (zie fig. 7.2) en 3 juli 1987 zijn gebruikt. In het verdampingsbeeld zijn drie verdampingsklassen onderscheiden. Vlakken met een geringe, matige en een hoge verdampingsreductie zijn omkaderd.

Om de patronen te koppelen aan een grondwatertrap of bodemeenheid zijn boringen verricht. Alvorens het veld in te gaan zijn de boorlocaties geselecteerd aan de hand van de patronenkaarten. Het boorpunt dient centraal te liggen in de op de patronenkaarten aangegeven vlakken. Als richtlijn is een boringsdichtheid van een boring per 3 à 4 hectare aangehouden.

Tijdens het veldwerk zijn de veldwaarnemingen en de patronenkaarten gecombineerd tot een bodem- en grondwatertrappenkaart (schaal 1:5000). De grenzen die op de patronenkaarten aangegeven waren zijn in het veld gecontroleerd en indien nodig aangepast. Indien het beperkt aantal boringen geen uitsluitsel gaf over hetgeen op het verdampingsbeeld of de false colour foto's waargenomen is, is op extra locaties geboord.

Het resultaat van de met remote sensing ondersteunde kartering is vergeleken met de conventionele bodemkartering.

7.2.2. Resultaten

7.2.2.1. Patronenkaarten

Aan de hand van de opname in het vroege voorjaar en de zomeropname zijn twee patronenkaarten samengesteld. Voor de patronenkaart van de zomer is hoofdzakelijk gebruik gemaakt van de verdampingsbeelden, van 2000 meter en de 4000 meter opname. Een consequentie van het gebruik van deze beelden is dat van een groot gedeelte van het te karteren gebied geen informatie gegeven wordt. Voor tuinbouwpercelen, de kale grond en de bossen is geen verdampingsbeeld afgeleid. De patronen op de beregende graslandpercelen geven vanzelfsprekend geen informatie

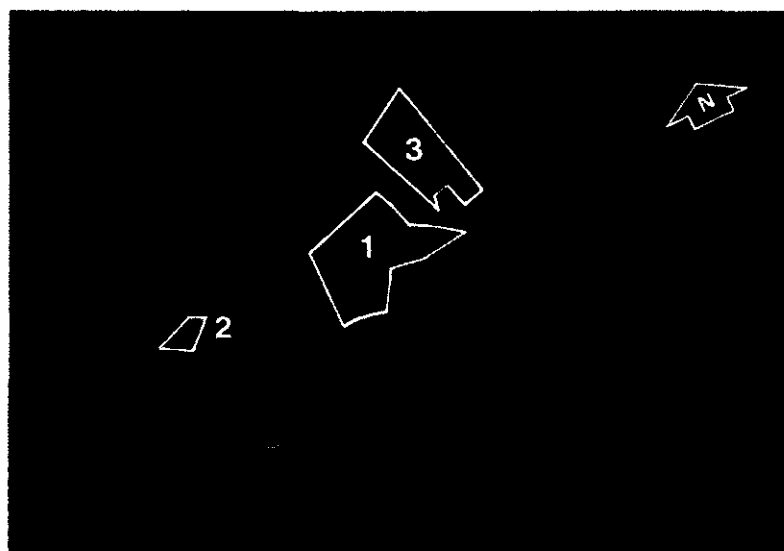


fig. 7.1. False colour foto van 14 augustus 1986

- 1 = maisperceel met verdrogingspatronen
- 2 = aardappelperceel met verdrogingspatronen
- 3 = grasperceel met verdrogingspatronen (zie ook fig. 4.3)

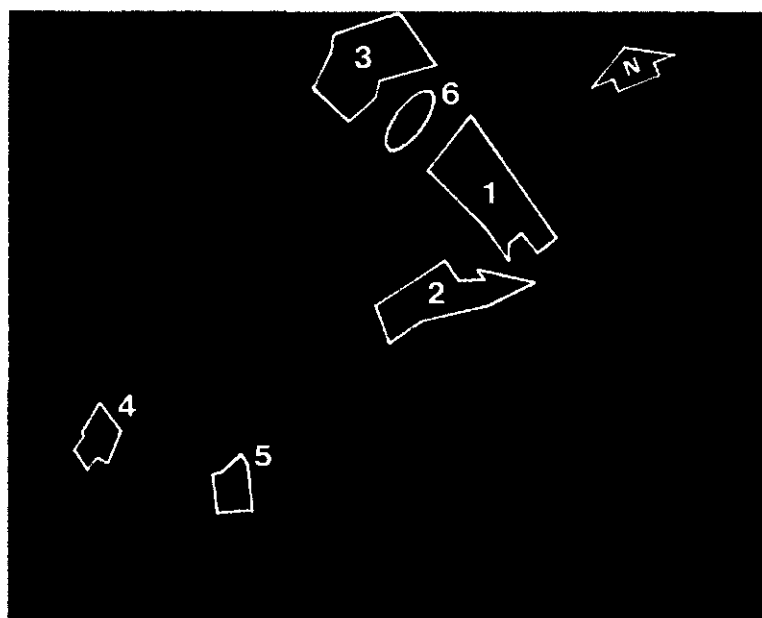


fig. 7.2. False colour foto van 2 april 1987.

- 1 = kale bodem met patronen als gevolg van verschillen in bodemvocht
- 2 = gegierd bouwland
- 3 = grasland met drassige plekken en plassen op het veld
- 4 = recent bewerkt bouwlandperceel
- 5 = in najaar gefreesd bouwland
- 6 = opduiking van licht gekleurd zand

over de vochtleverende eigenschappen van de bodem of de grondwatertrap ter plaatse. Slechts 38% van de 400 hectare van het proefgebied bevat bruikbare informatie over de verdamping. Door het geringe detail en de moeilijke oriëntatie op de 4000 meter opname is voor het aangeven van de verdampingsreductiepatronen voornamelijk gebruik gemaakt van de 2000 meter opname.

Uit par. 4.2.1 blijkt dat de verdampingskartering met onnauwkeurigheden is behept. Zowel de drie onderscheiden verdampingsklassen als de kleurovergangen op het beeld kunnen niet beschouwd worden als 'harde' eenheden of grenzen tussen deze eenheden. Bovendien zijn de verdrogingspatronen afhankelijk van de weersomstandigheden tijdens het voorafgaande groeiseizoen. Afhankelijk van de verdampingsvraag, de neerslag en de mate van berekening manifesteert de verdroging zich.

Ook het feit dat de mate van verdampingsreductie gewasgebonden is bemoeilijkt de afgrenzing van de verdrogingspatronen en de vertaling van de verdampingsreductie naar bodem en/of grondwatertrap. Omdat gras een andere vochtbehoefte, bewortelingsdiepte en vochtonttrekkendvermogen heeft dan mais moet bij de interpretatie van de verdrogingspatronen tevens het grondgebruik worden betrokken.

Sterke verdroging is in de maispercelen ook op de false colour foto's waar te nemen (zie fig. 7.1; perceel 1). Deze overgangen zijn aangehouden als de grens tussen twee verdampingsklassen. Voor de graslandpercelen geldt dit niet (zie fig. 7.1: perceel 2) Op percelen waarvan op het beeld geen verdampingsreductie informatie aanwezig is, zijn slechts in beperkte mate op de false colour foto's patronen te zien. In twee kale percelen zijn duidelijke tintverschillen te zien. In een aardappelveld op de jonge ontginningsgronden zijn verdrogingspatronen op de foto's waar te nemen (zie fig 7.1; perceel 3).

De patronenkaart van het voorjaar geeft voornamelijk informatie over de mate van wateroverlast op de percelen. Voor de patronenkaart van de voorjaarssituatie is alleen gebruik gemaakt van de false colour foto's. Het stralingsintensiteitbeeld is niet gebruikt omdat deze nagenoeg dezelfde informatieinhoud heeft als de false colour foto's. Het stralingstemperatuurbeeld is niet gebruikt omdat de informatie van

dit beeld niet eenduidig te koppelen is aan het vochtgehalte van het bodemoppervlak (zie hoofdstuk 6).

Na interpretatie van deze false colour foto's kan geconcludeerd worden dat voornamelijk op de kale percelen patronen aanwezig zijn welke samenhangen met de mate van opdroging van het oppervlak. Slechts sporadisch zijn patronen aanwezig op grasland. Lokaal zijn plassen op het veld te zien en tintverschillen die duiden op vochtverschillen (zie hoofdstuk 6).

In totaal zijn op 170 hectare van het 400 hectare grote proefgebied patronen op de remote sensing beelden onderscheiden (zie fig 7.3).

Uit de op de beide kaarten aangegeven patronen is niet direct af te leiden of deze samenhangen met verschillende bodemeenheden of grond-



fig. 7.3. Het proefgebied Galder (zie fig. 2.1). Voor het gearceerde deel van het gebied zijn geen patronen op de remote sensing beelden zichtbaar

watertrappen. Het is informatie waarvan de bodemkundige betekenis pas na veldwerk bepaald kan worden.

7.2.2.2. Vergelijking van de karteringen

De bodem- en grondwatertrapkarteringen zijn met elkaar vergeleken. De conventionele kartering is bij het schrijven van het rapport nog niet uitgevoerd voor de jonge ontginningsgronden.

Met de conventionele kartering is 120 hectare in kaart gebracht, met een boringsdichtheid van een boring per 0.75 hectare. De met remote sensing ondersteunde kartering is wel voor het hele proefgebied uitgevoerd. Voor de totale 170 hectare waarvan patronen op de beelden aanwezig zijn, is op 70 locaties geboord (een boring per 2.4 hectare). Bij de 120 hectare, waarover het vergelijk is uitgevoerd, is bij de met remote sensing ondersteunde kartering een boring per 1.8 hectare gebruikt.

Alvorens de beide kaarten te vergelijken is het noodzakelijk de variatie binnen de bodemeenheden en de grondwatertrappen in het proefgebied te inventariseren. Tevens is bekeken in hoeverre beide karteerders boorpunten op gelijke wijze interpreteren.

Uit het grote aantal boringen dat bij de conventionele kartering is gemaakt, blijkt dat de bodemgesteldheid van het gebied sterk varieert. De dikte van de humeuze bovengrond kan over een kleine afstand sterk verschillen. Dit is voornamelijk een gevolg van een onregelmatige egalisatie die in een groot deel van het gebied plaatsgevonden heeft. De afwisseling in grondwatertrap is veel geringer. Het merendeel van het gebied heeft grondwatertrap III*, V* of VII.

Om te bepalen of beide karteerders uitwisselbaar zijn, zijn alle boorpunten van de met remote sensing ondersteunde kartering vergeleken met de dichtsbijzijnde boorpunten van de conventionele kartering. De boorstaten zijn met elkaar vergeleken indien deze minder dan 25 meter van elkaar verwijderd zijn. Op deze afstand wordt ervan uitgegaan dat boorpunten aan elkaar gelijk zijn hetgeen echter gezien de grote variatie in het gebied niet in alle gevallen ook werkelijk zo zal zijn. Het blijkt dat de karteerders het bodemprofiel niet altijd op

gelijke wijze interpreteren. De dikten van de horizonten worden anders geschat en ook de benoeming van de horizonten gebeurt niet altijd op dezelfde wijze. Doordat de meeste percelen verwerkt zijn, is de beoordeling waar de ene horizont overgaat in de andere in veel gevallen subjectief. De hoogte van de GHG en de GLG, hetgeen vaak moeilijk te bepalen is, zijn in veel gevallen ook anders geschat.

Beide kaarten zijn een beperkte weergave van de verbreiding van de bodems en grondwatertrappen in het gebied. Vanwege de grote variatie in bodemtype en de interpretatieverschillen tussen beide karteerders is het resultaat van beide karteringen afhankelijk van de locatie waar geboord is en de interpretatie van de boring door de karteerder. Een absolute vergelijking tussen beide karteringen is discutabel omdat de methode, de karteerders en de boorlocaties niet gelijk zijn. De uitgevoerde vergelijking heeft wel een indicatiewaarde ten aanzien van de mogelijkheden van het gebruik van remote sensing bij een bodemkartering.

De overeenkomst tussen beide kaarten is beperkt. Slechts voor 10% van het gekarteerde oppervlak komen zowel de bodemeenheid als de grondwatertrap met elkaar overeen. Daarbij is nog voor 40% van het gebied dezelfde grondwatertrap gekarteerd, 20% heeft dezelfde bodemeenheid, 30% van het gebied heeft op beide kaarten zowel een andere bodem als grondwatertrap. Dat de grondwatertrap op beide kaarten redelijk goed overeenkomt is mede een gevolg van de geringe variatie van de grondwatertrappen in het gebied.

De remote sensing beelden geven weinig extra informatie over de ruimtelijke verbreiding van de aangeboorde bodems. De patronen op de remote sensing beelden zijn in de meeste gevallen geen weergave van de variatie in de bodemkenmerken welke bij de bodemkartering van belang zijn. Het generaliseren van, in veel gevallen een boring, naar de bodemeenheid van het op de remote sensing beelden aangegeven vlak leidt tot verschillen tussen beide kaarten.

Een bijkomend nadeel van de met remote sensing ondersteunde kartering in dit geval is het gebrek aan overzicht omdat de verdampingsreductie

informatie, de basis van de zomerpatronenkaart, voor slechts 40% van het gebied aanwezig is. Deze 40% procent ligt ook nog zeer versnipperd over het gebied. Bij het karteren van 'solitaire' percelen is geen verdampingsreductie informatie aanwezig over de bodems in de omringende percelen. Bij een conventionele kartering is kennis omtrent de bodem in de omringende percelen wel aanwezig (zie fig. 7.4).

Als laatste punt bij het vergelijk is onderzocht in hoeverre de grenzen op beide kaarten overeenkomen. Remote sensing immers geeft geen directe informatie over de inhoud van de vlakken maar echter wel over de overgangen tussen twee vlakken. Rekening is gehouden met het feit dat de grenzen op de patronenkaarten geen 'harde' grenzen zijn. Helaas ook de grenzen op de beide kaarten zijn slechts zeer sporadisch gelijk (zie fig 7.5). De grenzen op de beide kaarten komen alleen dan overeen indien deze in het veld zichtbaar zijn (bij steilranden en opduikingen). Op het verdampingsbeeld komen de hoogteverschillen overeen met duidelijke sprongen in verdampingsreductie. Overgangen zoals van dunne naar dikke eerdgronden of naar enkeerdgronden zijn op de patronenkaarten niet of op andere plaatsen waargenomen in vergelijk met de conventionele kartering.

De verschillen die aanwezig zijn tussen beide kaarten zijn van velerlei aard. De verschillen treden op in de interpretatie van de dikte van het humeuze dek, de grofheid van de zandfractie, het voorkomen van een podzol-B en de maximale hoogte van de grondwaterstand. De onzuiverheid van de kaarteenheden bij de conventionele kartering is gering. In fig 7.4 zijn slechts twee boringen afwijkend van de aan het kaartvlak toegekende bodemeenheid. De interpretatie van de boringen bij de

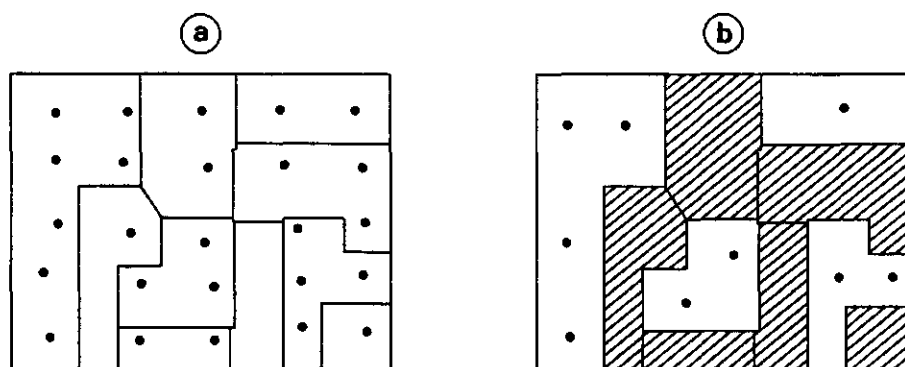


fig. 7.4. Schematische weergave van de opzet van (A) de conventionele kartering en (B) de met remote sensing ondersteunde kartering met een gereduceerd aantal boringen, waarbij de gearceerde percelen niet gekarteerd zijn

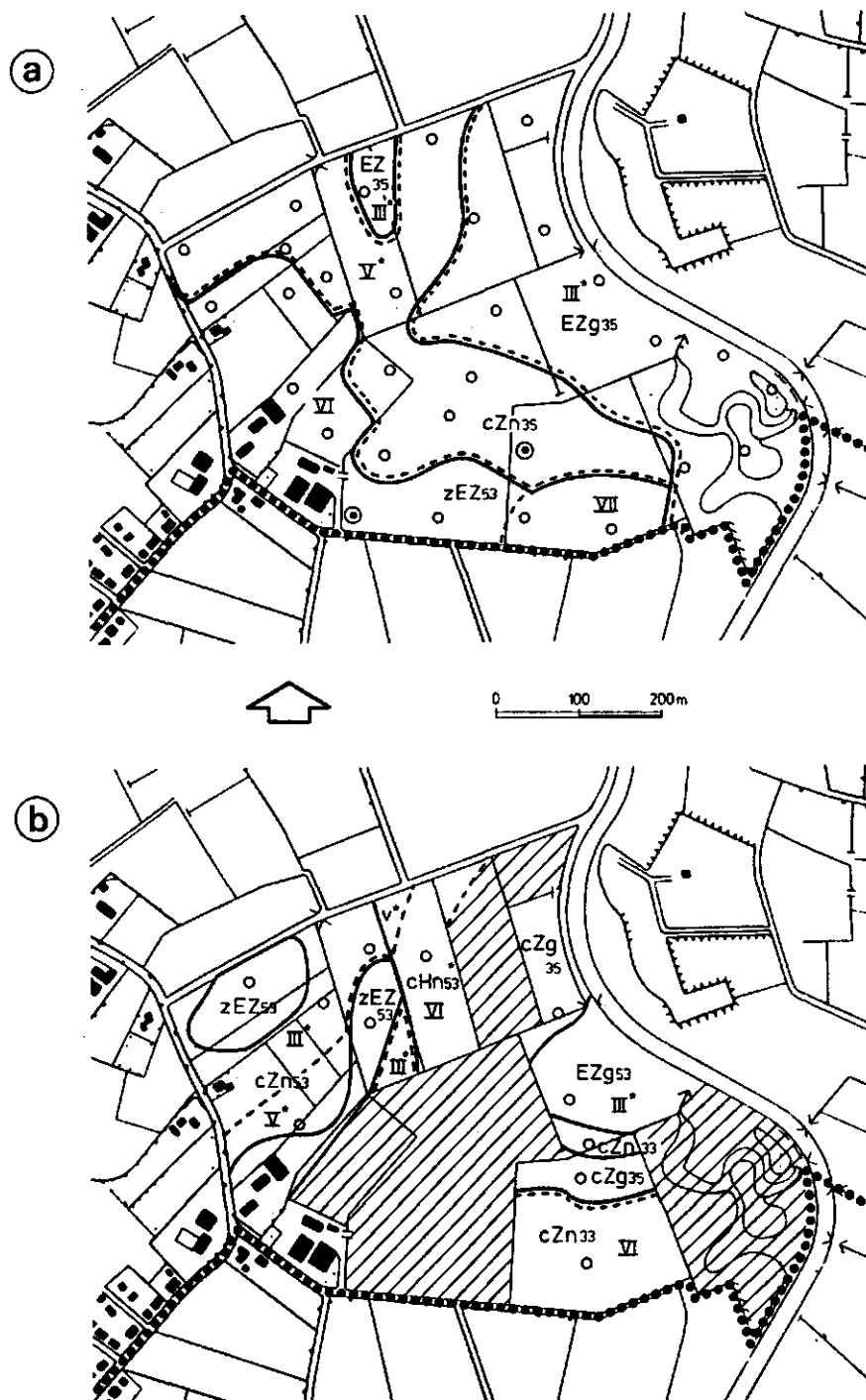


fig. 7.5 Bodem- en grondwatertrappenkaart van (A) de conventionele kartering en (B) de met remote sensing ondersteunde kartering voor een deel van het proefgebied Galder. Het gearceerde gedeelte is niet gekarteerd. Is een boorpunt, een bodemgrens, een grondwatertrappengrens, een boorpunt die niet overeen komt met de bodemeenheid in het kaartvlak. Voor de betekenis van de gebruikte codes zie de toelichting bij de 1:50 000 bodemkaart, blad 50 West (STICHTING VOOR BODEMKARTERING, 1983)

met remote sensing uitgevoerde kartering wijken echter in de meeste gevallen af van de op de conventionele kaart aangegeven bodemeenheid. Hetgeen een aanwijzing is voor het optreden van interpretatieverschillen tussen de beide karteerders.

7.2.2.3. Informatie-inhoud van de patronenkaarten

Zoals uit de vorige paragraaf bleek zijn vele patronen aanwezig op de remote sensing beelden, maar deze beelden geven weinig informatie over de verbreiding van de verschillende bodemeenheden en grondwatertrappen. Gesteld kan worden dat de false colour foto's van de voorjaarsopname en het verdampingsbeeld voornamelijk informatie bevatten over lokale hydrologische verschijnselen (zie ook hfds 5 en 6).

In het veld zijn op een aantal locaties de volgende verschijnselen waargenomen die de patronen op de beelden kunnen verklaren:

- depressies (oude meanders, vennen)
- leemlagen in de ondergrond
- bolle percelen
- structuurbederf

De eerst twee verschijnselen zijn relevant bij een bodemkartering maar de grenzen van deze verschijnselen hoeven niet samen te vallen met de grenzen tussen bodemtypen. Deze in het voorjaar zeer natte gebieden zijn duidelijk waarneembaar op de false colour foto's van het voorjaar en de zomer.

Op verschillende plaatsen wordt een leemlaag (Brabants leem of II-0 leem) in de ondergrond aangetroffen. Door vorstwerking is deze laag sterk verwrongen en varieert de dikte sterk. De leemlaag komt zeer verspreid in het gebied voor. In een aantal gevallen kan een goede verdamping verklaard worden door het voorkomen van een schijngrondwaterspiegel boven de aangeboorde leemlaag. In hoeverre de op het verdampingsreductiebeeld geconstateerde lokale goede verdamping overeenkomt met de verbreiding van de leemlaag is in het veld niet onderzocht. Wil men met zekerheid kunnen zeggen of de leemlaag op het beeld te zien is dan moet deze uitgekarteerd worden.

Structuurbederf en bolle percelen zijn voornamelijk op de verdampingsbeelden te zien. De patronen die met deze verschijnselen samenhangen zijn niet relevant bij een bodemkartering. Vertrapping van de zode door het vee bederft de structuur van de bovengrond, regenwater stagniert en de wortels vergaan. Op het verdampingsbeeld geven deze plekken veelal een relatief grote verdampingsreductie te zien.

Structuurbederf is een lokaal optredend verschijnsel, afhankelijk van de wijze waarop de boer zijn perceel onderhoudt en de aanwezigheid van laagtes in het perceel.

In maispercelen kan hetzelfde proces optreden. Door berijding en versmering van het perceel met zware landbouwmachines wordt de toplaag ondoorlatend. Hierdoor ontstaat wateroverlast in het voorjaar en kan de mais slecht of helemaal niet kiemen. Deze plekken, waar de mais in de zomer slechts een geringe hoogte en bodembedekking heeft, geven op het verdampingsbeeld een sterke verdroging te zien. Een aantal van deze plekken, waar structuurbederf de oorzaak is van verdampingsreductie zijn op de false colour foto's van 2 april en 3 juli als donkere vlekken zichtbaar.

Bij twee percelen is geconstateerd dat het eerddek in het midden van het perceel dikker is dan langs de rand. Deze afnemende dikte leidt tot een geringere hoeveelheid beschikbaar vocht in het groeiseizoen waardoor een sterkere verdroging langs de randen op kan treden. Deze afname in dikte van het eerddek is zo lokaal dat het in de meeste gevallen niet apart wordt aangegeven bij een 1:10 000 kartering.

7.3. Discussie en conclusies

Vanwege de interpretatieverschillen tussen de beide karteerders en de verschillende methoden van veldwerk geeft een vergelijking tussen beide karteringen slechts een indicatie omtrent de mogelijkheden die remote sensing bij een bodemkartering biedt. De vergelijking geeft geen uitsluitsel over de juistheid van de kaarten. Beide kaarten komen slechts in beperkte mate met elkaar overeen, de grondwatertrap vertoont meer overeenkomst dan de gekarteerde bodemeenheden.

De in de literatuur beschreven voordelen van remote sensing gelden indien kleur- en vegetatieverschillen aan het oppervlak gerelateerd zijn aan karakteristieken waarop bodemeenheden van elkaar onderscheiden worden (MATHEWS et al., 1973; WEISMILLER et al., 1977; THOMPSON et al., 1983).

De bodemeenheden in het proefgebied worden voor het merendeel onderscheiden op grond van kenmerken die niet aan het oppervlak zichtbaar zijn. De extra bodemkundige informatie die de false colour foto's levert is dan ook beperkt. In een aantal gevallen bevatten de foto's informatie omtrent bodemkundige verschijnselen welke bij een kartering van belang zijn, zoals de locatie van depressies waarin moerig materiaal aangetroffen wordt. De patronen die op het verdampingsbeeld aanwezig zijn, zijn niet direct terug te voeren naar bodemkundige eenheden. De oorzaak van de verdroging kan van velerlei aard zijn onder andere versmering van de toplaag, afname van de dikte van het humeuze dek en het microreliëf.

Aanvullend veldwerk moet uitsluitend geven over de exacte bodemkundige informatieinhoud van de remote sensing beelden. Pas dan kan bepaald worden in hoeverre remote sensing een bijdrage kan leveren aan een kartering in een dekzandgebied.

Een beperkende factor blijft dat op een groot deel van de beelden geen patronen aanwezig zijn hetgeen betekent dat voor deze gebieden remote sensing geen extra informatie oplevert en alsnog de kartering op de conventionele manier moet worden uitgevoerd. Het oppervlak waar de remote sensing beelden geen informatie leveren is afhankelijk van het grondgebruik en de mate van beregening in het gebied. In het proefgebied is het areaal tuinbouw, bossen en beregende graslandpercelen relatief hoog ten opzichte van andere dekzandgebieden.

In hoeverre remote sensing in andere gebieden een bijdrage kan leveren is moeilijk op grond van dit experiment te bepalen. Alvorens te besluiten tot het uitvoeren van een dure remote sensing opname kan een interpretatie van de luchtfoto's (schaal 1:18 000), die regelmatig ten behoeve van de Topografische Dienst gemaakt worden, een eerste indicatie geven.

8. PERSPECTIEVEN

Uit de voorgaande hoofdstukken blijkt dat remote sensing voor diverse onderdelen tijdens de voorbereidingsfase van landinrichtingsprojecten toepassingsmogelijkheden heeft maar dat door de gebruikte onderzoeksmethodiek en remote sensing opnamen de resultaten op dit moment voor de landinrichtingspraktijk nog niet direct bruikbaar zijn. Nader fundamenteel en toepassingsgericht onderzoek is gewenst. Bovendien kunnen technologische ontwikkelingen de mogelijkheden van de remote sensing doen vergroten. Voor elk van de in het rapport beschreven toepassingsgebieden zullen de aandachtsvelden voor toekomstig onderzoek en de mogelijke ontwikkelingen worden beschreven.

De mogelijkheden om het grondgebruik te classificeren met behulp van multispectrale-opnamen zijn in vele onderzoeken aangetoond. Satellietopnamen hebben momenteel voor kleinschalige toepassingen een gebrekkige ruimtelijke resolutie, terwijl de beschikbare vliegtuigopnamen geometrisch onnauwkeurig zijn en geen spectrale informatie in het midden infrarood verschaffen. Gezien de ontwikkelingen in de scannersystemen en de beeldverwerkingsmethoden zullen in de toekomst vliegtuig- en satellietscanneropnamen beschikbaar komen waarbij de bovengenoemde beperkingen worden ondervangen. Door de uitbreiding in spectrale informatie en de mogelijkheid de beelden multitemporeel te analyseren worden de classificatieresultaten verkregen met behulp van vliegtuig-opnamen verbeterd.

De mogelijkheid om met behulp van remote sensing beelden wateroverlast te inventariseren is aanwezig. Optimalisatie van het opnametijdstip en een verbetering van de monstermethode (eventueel aangevuld met draagkrachtmetingen) kunnen de bruikbaarheid van de opnamen aanzienlijk vergroten. Daarnaast dienen de toepassingsmogelijkheden van de minder weersafhankelijke radaropnamen ten behoeve van de wateroverlastinventarisatie te worden onderzocht.

Ook is onderzoek gewenst naar het optimale opnametijdstip van grasland in het voorjaar ten behoeve van de wateroverlastinventarisatie en de vegetatiekartering. Het onderscheid in niet botanisch interessante graslandvegetaties en potentieel wel botanisch interessante graslanden

biedt de mogelijkheid gerichter veldwerk te verrichten. Of dit in de praktijk, wanneer ook de lijnelementen geïnterpreteerd worden, een bruikbaar gegeven is, is nog niet duidelijk. De mogelijkheden van textuuranalyses dienen nog te worden onderzocht.

De toepassingen van uit remote sensing beelden afgeleide themakaarten, zoals het verdampingsbeeld en het stralingsintensiteitsbeeld van het vroege voorjaar, liggen niet zozeer bij een ondersteuning van een conventionele bodem- en grondwatertrappenkartering maar meer in de detectie van lokale hydrologische verschijnselen en koppeling van deze beelden aan agro-hydrologische modellen. Voor al deze toepassingen geldt dat de koppeling van de remote sensing opnamen aan geografische informatiesystemen de bruikbaarheid en toegankelijkheid van de opnamen aanzienlijk zal vergroten. Op deze wijze kunnen de bestaande gegevensbestanden eenvoudig gecombineerd worden met remote sensing gegevens. Het is dan bijvoorbeeld mogelijk het grondgebruik bepaald met behulp van scanneropnamen te koppelen aan kadastrale gegevens of het verdampingsbeeld te koppelen aan de bodem- en grondwatertrapgegevens.

SAMENVATTING

Het onderzoek is verricht in het kader van het project 'Operationalisering van de remote sensing in de landinrichtingspraktijk'. Het project heeft als doel te onderzoeken in hoeverre de remote sensing technieken toepassingsmogelijkheden hebben in de voorbereidingsfase van landinrichtingsprojecten. In dit rapport worden voorlopige conclusies getrokken ten aanzien van de mogelijkheden van de remote sensing voor de grondgebruiksinventarisatie, de vegetatiekartering, de inventarisatie van wateroverlast, en de bodem- en grondwatertrappenkartering.

Het onderzoek is uitgevoerd in het herinrichtingsgebied Ulvenhout-Galder. Een gebied van 2650 hectare, dat is gelegen ten zuiden van Breda.

Verspreid over het jaar zijn drie vluchten uitgevoerd waarbij false colour foto's en scanneropnamen in het groene, het rode, het nabij infrarode en het thermische infrarode golflengtegebied zijn gemaakt. In de zomer is een opname gemaakt met als doel het grondgebruik te bepalen. Ten behoeve van de bodem- en grondwatertrappenkartering zijn uit de zomeropnamen verdampingsbeelden afgeleid. De informatie in de opname van het vroege voorjaar is gebruikt bij het localiseren en kwantificeren van wateroverlast. Naast deze twee opnamen is ook de opname laat in het voorjaar gebruikt bij het bodemkundig onderzoek. Daarnaast is het grondgebruik geclassificeerd met behulp van een Landsat Thematic Mapper opname van de zomer.

Op de false colour foto's is het grondgebruik nagenoeg eenduidig te bepalen. Het grondgebruik op de beide scanneropnamen is met behulp van een 'supervised' automatische classificatieprocedure bepaald. Op de vliegtuigscanneropnamen treden in de gras- en maispercelen misclassificaties op. Ook tuinbouwgewassen zijn niet in één klasse onder te brengen. De classificatie van de TM-opname geven een beduidend beter resultaat te zien als gevolg van de extra informatie die de waterabsorptieband levert. De geringe ruimtelijke resolutie van de opname is echter een nadeel.

De scanneropnamen en de false colour foto's van de vroege voorjaars-situatie, genomen op 2000 meter, blijken voldoende gedetailleerd voor de inventarisatie van graslandvegetaties. Een vergelijking van de false colour foto en het vegetatie-index-beeld met de vegetatiekartering van het Centrum voor Agrobiologisch onderzoek (CABO) levert nauwelijks overeenkomsten op. Waarschijnlijk is dit te wijten aan een verkeerd opnametijdstip. Het is wel mogelijk de potentieel botanisch interessante graslanden te onderscheiden van de niet-interessante.

Met behulp van de false colour foto's en het stralingsintensiteits- en stralingstemperatuurbeeld van de vroege voorjaarssituatie is geprobeerd wateroverlast te localiseren en te kwantificeren. Op de remote sensing beelden komen patronen voor die duidelijk samenhangen met verschillen in het bodemvochtgehalte.

De gevonden enkelvoudige correlatiecoëfficiënten tussen het bodemvochtgehalte en de stralingstemperatuur en stralingsintensiteit zijn voor een niet-gegride en gegride kale bodem matig. De meervoudige correlatiecoëfficiënten waarbij beide stralingsbeelden in het regressiemodel zijn opgenomen zijn significant beter. Voor het grasland zijn zeer slechte correlaties gevonden.

Optimalisatie van het opnametijdstip en een andere opzet van het veldwerk zijn de belangrijkste aanbevelingen voor verbetering van de correlaties.

Voor een deelgebied is een met remote sensing ondersteunde bodemkartering uitgevoerd waarbij een beperkt aantal boringen is verricht. De aldus verkregen bodemkaart is vergeleken met de op de conventionele wijze verkregen bodemkaart. Uit het verdampingsbeeld en de false colour foto van het vroege voorjaar zijn twee patronenkaarten afgeleid waarvan wordt aangenomen dat de patronen samenhangen met bodemkundige verschijnselen en/of grondwatertrappen. Vanwege de interpretatieverschillen tussen de beide karteerders en de verschillende veldwerkmethoden heeft een vergelijking tussen beide karteringen slechts een indicatiewaarde omtrent de mogelijkheden van de remote sensing.

Beide kaarten komen slechts in beperkte mate met elkaar overeen. De bodemkundige informatie in de remote sensing opnamen is beperkt. Een bijkomend nadeel is dat op een groot gedeelte van de beelden geen patronen zichtbaar zijn. Aanvullend veldwerk moet uitsluitend geven over de exacte bodemkundige informatie die de remote sensing beelden geven.

Geconcludeerd wordt dat remote sensing voor diverse onderdelen in de voorbereidingsfase van landinrichtingsprojecten toepassingsmogelijkheden heeft. Door de gebruikte scanneropnamen en onderzoeksmethodieken zijn de resultaten niet direct bruikbaar. Op de diverse onderdelen is nader onderzoek gewenst.

LITERATUUR

- AXELSSON, S. and B. LUNDEN, 1986. Experimental results in soil moisture mapping using IR thermography. ITC J., Vol. 1: 43-49.
- BERGE, H.F.M. TEN, L. STROOSNIJDER, P.A. BURROUGH, A.K. BREGT and M.J. DE HEUS, 1983. Spatial variability of physical soil properties influencing the temperature of the soil surface. Agric. Water Management, Vol. 6: 213-226.
- BERGE, H.F.M. TEN, 1986. Heat and water transfer at the bare soil surface: Aspects affecting thermal imagery. PhD thesis, Landbouwhogeschool, Wageningen.
- BOWERS, S.A. and R.J. HANKS. Reflection of radiant energy from soils. Soil Science, Vol. 100, No. 2.
- BREST, C.L. and S.N. GOWARD, 1987. Deriving surface albedo measurements from narrow band satellite data. Int. J. Remote Sensing, Vol. 8, No. 3: 315-367.
- CARIS, J.P.T. en L.L.F. JANSSEN, 1986. Beeldverwerkingsmethodieken ten bate van verdampingskartering en onderzoek naar het effect van de peelrandbreuk op het freatisch grondwater met verdampingsbeelden. Nota 1720, ICW, Wageningen.
- CENTRALE LANDINRICHTINGSCOMMISSIE, 1985. Herziene concept-zienswijze Ulvenhout-Galder. Interne mededeling.
- CIHLAR, J., 1980. Soil water and plant canopy effects on remotely measured surface temperatures. Int. J. Remote Sensing, Vol. 1, No. 2:167-173.
- DEBANO, L.T., 1969. Water movement in water repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils: 61-86, Univ. California.
- GIRARD, C.M., 1986. Spectral and botanical classification of for Resources Devel. and Environ. Manag.:269-272, Enschede.
- GRASER E.A. and C.H.M. VAN BAVEL, 1982. The effect of soil moisture upon soil albedo. Agric. Meteorology, vol. 27: 17-26.
- HEILMAN, J.L. and D.C. MOORE, 1980. Thermography for estimating near-surface soil moisture under developing crop canopies. J. of Applied Meteorology, Vol. 19: 324-328.
- HENDRICKX, J.M.H., J. KRAMER, J. STOLP and J. BOUMA, 1987. Soil water content and bulk density assessment in toplayer of a fine clay. To be published in Remote Sens. of Environment.

- HEIDE, G. VAN DER and A. J. KOOLEN, 1980. Soil surface albedo and multispectral reflectance of short-wave radiation as a function of degree of soil slaking. *Neth. J. Agric. Science*, Vol. 28: 252-259.
- HULSBOS, M.D., 1987. Ulvenhout-Galder hydrologisch en chemisch bezien. Nota 87-17: Hul, L.D. Provincie Brabant, afdeling onderzoek, Tilburg.
- IDS0, S.B., T.J. SCHMUGGE, R.D. JACKSON and R.R. REGINATO, 1975a. The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of surface soil water status. *J. of Geophys. Research* 80: 3044-3049.
- IDS0, S.B., R.D. JACKSON, R.J. REGINATO, B.A. KIMBALL and F.S. NAKAYAMA, 1975b. The dependance of bare soil albedo on soil water content. *J. of Applied Meteorology*, Vol. 14: 109-113.
- JANSE, A.R.P. en N.J.J. BUNNIK, 1974. Reflectiespectra van enige Nederlandse bodemonsters bepaald met de NIWARS-veldspectrometer. NIWARS Publikatie No. 18, Delft.
- KRAAK, T., 1987. Een vegetatiekartering van het landinrichtingsproject Ulvenhout-Galder. Centrum voor Agrobiologisch Onderz.,
Karteringsverslag nr. 229. Wageningen.
- KRISTOF, S.J. and A.L. ZACHARY, 1974. Mapping soil features from multispectral scanner data. *Photogramm. Eng. and Remote Sensing*: 1427-1434.
- LAMERS, J.G., 1985. Soil slaking and the possibilities to record with infrared line scanning. *Int. J. Remote Sensing.*, Vol.6, no. 1,: 153-165.
- LILLESAND, T.M., and R.W. KIEFER, 1979. Remote sensing and image interpretation. John Wiley & Sons, New York.
- LOOR, G.P. DE, 1980. Remote sensing: Een algemene inleiding. *Cultuurtechnisch tijdschrift* 19, nr. 5: 222-235.
- LYNN, D.W., 1984. Surface material mapping in het Engelsch fenlands using airborne multispectral scanner data. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 5. No. 4: 699-713.
- MATHEWS, H.L., R.L. CUNNINGHAM, J.E. CIPRA and T.R. WEST, 1973. Application of multispectral remote sensing to soil survey research in southeastern Pennsylvania. *Soil Science Soc. Am. Proc.*, Vol. 37: 88-93.

- MEIER, R., 1981. Soil moisture detection with microwave- and thermal infraredsensors in the catchment area Rietholzbach (Switzerland). Univ. Zurich Remote Sensing series, Vol. 4.
- MENENTI, M., 1984. Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques. PhD thesis and Report 10, ICW, Wageningen.
- NIEUWENHUIS, G.J.A. en J.M.M. BOUWMANS, 1984. Remote sensing hulpmiddel bij wateroverlast en droogte. Landbouwkundig Tijdschr. 96, 2.
- NIEUWENHUIS, G.J.A., 1986. Thermography: principles and application in the Oost-Gelderland remote sensing study project. ITC J., Vol. 1: 51-58.
- NIES, N. DE en M. LEBOUILLE, 1985. Vegetatiekundig onderzoek in Oost-Gelderland: Klassifikatie van biomassa en vegetatie. Deelrap. 5, Remote Sensing Studieproject Oost-Gelderland, ICW, Wageningen.
- PROJECTTEAM REMOTE SENSING STUDIEPROJECT OOST-GELDERLAND, 1985. Onderzoek naar de mogelijkheden van operationele toepassing van remote sensing technieken in de landbouw en het natuurbeheer. ICW, Rapport 17, Wageningen.
- REGINATO, R.J., S.B. IDSO, J.F. VEDDER, R.D. JACKSON, M.B. BLANCHARD and R. GOETTELMAN, 1976. Soil water content and evaporation determined by thermal parameters obtained from ground-based and remote measurements. J. of Geophys. Research, Vol. 81: 1617-1620.
- RIPPLE, W.J., 1985. Asymptotic reflectance characteristics of grass vegetation. Photogramm. Eng. and Remote Sensing, Vol. 51, No. 12: 1915-1921.
- RIPPLE, W.J., 1986 Spectral reflectance relationships to leaf water stress. Photogramm. Eng. and Remote Sensing, Vol. 52, No. 10: 1669-1675.
- SAS INST. INC., 1985. SAS Usersguide: Basics and Statistics. North Carolina.
- SCHMUGGE, T., B. BLANCHARD, A. ANDERSON and J. WANG, 1978. Soil moisture sensing with aircraft observations of the diurnal range of surface temperature. Water Resources Bull., Vol. 14: 169-172.

- STICHTING VOOR BODEMKARTERING, 1983. Bodemkaart van Nederland.
Schaal 1:50 000, Blad 50 West, Breda, 2de Uitg., Wageningen.
- TELEKI, P. and C. WEBER, 1984. Remote sensing for geological mapping.
Seminar, Orleans, USA.
- THOMPSON, D. R., K.E. HENDERSON and D.E. PITTS, 1983. Landsat thematic
mapper soil variability analysis over Webster county, IOWA.
Proc. 17th Int. Symp. on Remote Sensing of Environ., Vol. 2:
1429-1435.
- THUNNISSEN, H.A.M. en H.A.C. VAN POELJE, 1984. Bepaling van de regio-
nale gewasverdamping met behulp van remote sensing in een
studie-gebied ten oosten van Hengelo (Gld). Deelrapport 3,
Remote Sensing Studieproject Oost-Gelderland. Nota 1525, ICW,
Wageningen.
- THUNNISSEN, H.A.M., 1984. Eenvoudige methode voor de bepaling van de
regionale gewasverdamping. Deelrapport 6, Remote Sensing
studie-project Oost-Gelderland. Nota 1580, ICW, Wageningen.
- TOPOGRAFISCHE DIENST, 1980. Topografische kaart Nederland, Schaal
1:25 000, Blad 50 B, Uitg. 1980, Delft.
- TUCKER, C.J., 1977a. Asymptotic nature of grass canopy spectral
reflectance. Applied Optics, Vol. 16, No. 5: 1151-1156.
- TUCKER, C.J., 1977b. Use of near infrared/red radiance rations
for estimating vegetation biomass and physiological status.
Proc. 11th Int. Symp. of Remote Sensing of Environ., Vol. 1:
493-494.
- VLCEK, J. and D. KING, 1983. Detection of subsurface soil moisture
by thermal sensing: Results of laboratory, close-range, and
aerial studies. Photogramm. Eng. and Remote Sensing, Vol. 49,
No. 11: 1593-1597.
- WEISMILLER, R.A., I.D. PERSINGER and O.L. MONTGOMERY, 1977. Soil
inventory from digital analysis of satellite scanner and
topographic data. Soil Science Soc. Am. J., Vol. 41:
1166-1170.
- WESSELING, J.G., 1985. De invloed van bodemsoort en vochtgehalte
op de bodemtemperatuur. Nota 1645, ICW, Wageningen.
- WIJK, W.R. VAN, 1966. Physics of plant environment. North-Holland
Publ. Comp., 2nd. ed., Amsterdam.

